GEOGRAPHIE

DIE TERRASSEN DER DIEMEL ZWISCHEN SAUERLAND UND WESER

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER PHILOSOPHISCHEN UND
NATURWISSENSCHAFTLICHEN
FAKULTÄT DER WESTFÄLISCHEN
WILHELMS-UNIVERSITÄT ZU MÜNSTER

VORGELEGT VON
HEINRICH WORTMANN
AUS BERGE BEI HAMM (WESTF.)

1936

GEOGRAPHIE

DIE TERRASSEN DER DIEMEL ZWISCHEN SAUERLAND UND WESER

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER PHILOSOPHISCHEN UND
NATURWISSENSCHAFTLICHEN
FAKULTÄT DER WESTFÄLISCHEN
WILHELMS-UNIVERSITÄT ZU MÜNSTER

VORGELEGT VON
HEINRICH WORTMANN
AUS BERGE BEI HAMM (WESTF.)

Tage der mündlichen Prüfung: 10. und 11. November 1933

Dekan: Herr Prof. Dr. A. EITEL
Referent: Herr Prof. Dr. L. MECKING

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Die Inaugural-Dissertation
erscheint gleichzeitig im Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt 1936

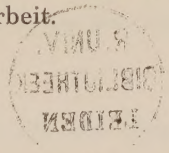
Lebenslauf

Am 15. Juli 1899 in Berge, Kreis Hamm (Westfalen), geboren, besuchte ich zunächst die Volksschule meines Heimatortes und dann die Städtische Oberrealschule Hamm (Westfalen), an der ich nach Teilnahme am Kriege das Reifezeugnis für Kriegsteilnehmer erhielt. Ich studierte in München und Münster Geographie, Geologie, Germanistik. Zwischendurch arbeitete ich als Werkstudent in Bergbau und Landwirtschaft. 1931 bestand ich die wissenschaftliche Prüfung für das Lehramt an höheren Schulen. Von 1929 ab war ich Assistent am Geographischen Institut der Universität Münster und später an der Technischen Hochschule in Braunschweig; seit 1934 bin ich bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin als Bodenkundler tätig.

Meine Lehrer waren die Herren v. Drygalski, Muncker, Wölfflin in München, Mecking, Wegner, Creutzburg, Burchard, Andree, Hoffmann, Magon in Münster.

Allen meinen verehrten Lehrern danke ich aufrichtig für das große Interesse, das sie meinem Studium entgegenbrachten, besonders aber Herrn Professor Dr. L. Mecking, dem Anreger und Förderer dieser Arbeit.

Heinr. Wortmann



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547221_0179

Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser

Von Heinrich Wortmann, Berlin

Hierzu Tafel 15—17 und 6 Abbildungen

Inhalt

Seite

Einleitung 359
Geomorphologischer Überblick 361
Vorquartäre Entwicklung der Landschaft 364
Die Diemelterrassen 365
Allgemeines über die Diemelterrassen 365
Beschreibung der Diemelterrassen 370
Die präglaziale Terrasse 370
Die Hauptterrasse 371
Die Mittelterrasse 380
Die Talsohle 386
Der Anschluß der Diemelterrassen an die Weserterrassen 388
Das Verhältnis der Terrassen zur Talsohle und zueinander 390
Die Gefällskurve der Diemel 393
Weitere morphologische Anzeichen für junge Krustenbewegungen . . . 395
Ergebnisse 397
Anhang 401
Erläuterungen zur Karte und zum Längsprofil der Diemelterrassen . 401
Schrifttum 409
Benutzte Karten und Pläne 413

Einleitung

Die Diemel ist ein linksseitiger Nebenfluß der Weser. Sie entspringt auf der nordöstlichen Abdachung der Winterberger Hochfläche und mündet bei Carlshafen in die Weser. Etwa ein Drittel des Einzugsgebietes gehört zum Sauerland, einem Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges, während die restlichen zwei Drittel zu dem Berg- und Hügelland an der Grenze zwischen Westfalen und Hessen gehören.

Anregung und Förderung dieser Arbeit verdanke ich Herrn Prof. Dr. L. Mecking. Den Herren Prof. Dr. K. Brüning, Prof. O. Grupe, Privatdozent Dr. G. Niemeier und Prof. Dr. W. Paeckelmann bin ich für anregenden Ge-

dankenaustausch, verschiedenen Kulturbauämtern und sonstigen Stellen für Überlassung von Material zu Dank verpflichtet.

Die folgenden Terrassenstudien sind von besonderem Interesse, weil die Diemel ein Verbindungsglied zwischen bereits morphologisch behandelten Gebieten darstellt. Über die morphologische Bearbeitung des nordöstlichen Sauerlandes, des Oberlaufgebietes der Diemel, hat Paeckelmann (1932) eine referierende und kritische Abhandlung veröffentlicht. Die Mündung bei Carlshafen in die Weser liegt in einem Gebiet, das durch die Terrassenarbeiten von Siegert und Grupe und die sich anschließende Diskussion (vgl. Grupe 1910, 1913, 1926, 1927, Siegert 1912, 1921, Soergel 1927, Weissermel 1932), weiterhin durch die morphologischen Arbeiten von Gerwien (1914), Matz (1930) und Schwarz (1932) die Möglichkeit zur Anknüpfung bietet.

Die Diemelterrassen sind bisher noch nicht morphologisch untersucht worden. Die Feststellungen der vorliegenden Arbeit beruhen auf Begehungen des Geländes, die in den Jahren 1930 bis 1932 ausgeführt sind. Sie umfassen, was die Spezialaufnahmen der Terrassen angeht, die Meßtischblätter Madfeld, Marsberg, Kleinenberg, Peckelsheim, Warburg, Liebenau, Borgentreich, Trendelburg und Carlshafen. Davon haben eine geologische Spezialkartierung und Erläuterung gefunden die Blätter Kleinenberg und Peckelsheim durch H. Stille, das Blatt Trendelburg durch von Linstow; ferner ist ein Teil von Blatt Warburg durch A. Kraiss (1913) und Mestwerdt (1913, S. 145—161) behandelt worden. Die durch Paeckelmann bzw. Kühne kartierten Blätter Marsberg und Madfeld waren bei Abschluß dieser Arbeit noch nicht veröffentlicht. Für das Blatt Carlshafen ist man auf die geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt Göttingen angewiesen. Für den Rand des Schiefergebirges steht die bei Paeckelmann (1932, Taf. 24) veröffentlichte Übersichtskarte 1:200 000 zur Verfügung, für die übrigen Gebiete die Dechen'sche Karte 1:80 000 und die Lepsius-Karte 1:500 000.

Stille hat einige Vorkommen älterer Diemelschotter in geringer Höhenlage über der heutigen Talsohle kartiert (Stille 1904, S. 22); Mestwerdt erwähnt 30—40 m über der Diemel gelegene Schotter, ohne sie in die Karte einzutragen (Mestwerdt 1913, S. 148); zahlreicher sind die von Kraiss (1913) in verschiedenen Höhenlagen kartierten Vorkommen, ohne daß jedoch eine Terrassengliederung vorgenommen wurde. von Linstow hat auf Blatt Trendelburg diluviale Terrassenkiese und Sande in verschiedenen Höhenlagen kartiert; außerdem findet sich bei ihm der Hinweis auf ein möglicherweise pliozänes Alter eines Teiles der kartierten Schotter (von Linstow 1928, S. 13 und 14).

Die Frage der Diemelterrassen im Schiefergebirge und ihr Verhältnis zur dortigen Rumpffläche ist besonders mit Rücksicht auf das Alter der Heraushebung des nordöstlichen Schiefergebirges von größtem Interesse; sie kann aus verschiedenen Gründen hier nur kurz gestreift werden. Es können jedoch auf Grund der vorliegenden Untersuchung die Ergebnisse von Gerwien und Matz, besonders die Frage der Ausdehnung und Bedeutung junger Verbiegungen westlich vom Solling und Reinhardswald erörtert werden. Ferner ist der Anschluß an die Weserterrassen zu prüfen.[1])

1) Zum Verständnis der Arbeit genügt die Benutzung der Karten 1:100 000, zum genauen Studium ist die Benutzung der Meßtischblätter erforderlich.

Geomorphologischer Überblick

Die Diemel verläßt bei Marsberg das Waldbergland des nordöstlichen Sauerlandes und tritt in die durch steilwandige Täler mäßig zertalte, 350 bis 400 m hohe Zechstein-Buntsandsteinlandschaft im nördlichen Waldeck ein. Bei Scherfede verläßt der Fluß die nordöstliche Generalrichtung und fließt im Muschelkalkgebiet am Südrand der Borgentreicher Keupermulde, einer flachwelligen Ackerlandschaft in 220 m Höhe. Der Unterlauf schneidet tief in den sich flach nach Westen abdachenden, aus Buntsandstein bestehenden Reinhardswald ein.

Das 1762 qkm große Einzugsgebiet der Diemel hat einen länglichen, ostnordöstlich gerichteten Grundriß. Auffällig ist die Verkümmerung des linksseitigen Einzugsgebietes.

Die rund 51% betragende Entwicklung des Flusses (Flußlänge 108, Luftlinie 69,3 km) beruht mehr auf der gewundenen Form des Tales als auf den Flußkrümmungen (Tallänge 93 km, Talentwicklung 34%).

Der in dieser Arbeit kurz betrachtete Teil des Diemeltales im Rheinischen Schiefergebirge liegt auf dem lebhaft spezial gefalteten Nordflügel des Ostsauerländer Hauptsattels. Die Gesteinsentwicklung ist außerordentlich vielseitig; neben widerständigen Grauwacken, Quarziten, Hauptgrünstein und Kieselschiefern treten leichter zerstörbare Schiefer und Tonschiefer auf (ausführliche Stratigraphie siehe Paeckelmann 1928, S. 390 ff.). So ist es nicht verwunderlich, daß die Zerschneidung der Rumpffläche des Sauerlandes zu einem wechselvollen, in starker Auflösung begriffenen Bergland den geologischen Bau des Gebietes in großer Klarheit widerspiegelt. Der Übergang von konsequenter zu subsequenter Entwässerung am Verbiegungshang, das Einsinken von Längstälern in den Zonen der weniger widerständigen Gesteine (Oestreich, S. 154) hat mit Flußverlegungen, -anzapfungen und -umkehrungen eine häufig geradezu rostartige Gliederung des Gebirges bewirkt. Die Entwicklung des Gewässernetzes bietet dort noch viele Probleme.

Den Austritt der Diemel aus dem Rheinischen Schiefergebirge beobachtet man am besten vom Eresberg oder vom Priesterberg bei Marsberg. (Paeckelmann 1932, S. 486 ff.) Eine breite, vielfach beackerte flachwellige Senke dringt von Marsberg nach Südwesten gegen Bredelar im Zuge der Kulmtonschiefersenke in das Waldbergland des Sauerlandes ein. Die 300 bis 500 m hohen Flächen durchzieht in einer großen Talschlinge das Diemeltal. Die 100 bis 200 m breite Talsohle ist 50—100 m in die Hügellandbucht eingeschnitten. Ein von den linken Nebenbächen der Diemel stark zerschnittenes Waldbergland aus Kulmtonschiefern und -grauwacken mit schmalen Riedeln in 350—400 m Höhe zieht sich nördlich der Diemel bis oberhalb von Westheim hin. Die Wasserscheide bildet die rund 50 m höhere Kreidestufe bei Essentho, unter der in schmalen Bändern die dünnen Schichtplatten des oberen Zechstein — nach Paeckelmann (1932, S. 486) in deutlichen Stufen — ausstreichen. Erst weiter diemelabwärts stellt sich Mittlerer Zechstein und östlich des Westheimer Abbruchs auch Mittlerer Buntsandstein ein. Die Gestaltung der rechten Talseite von Marsberg bis Westheim ist durch die sanft nach Osten abgedachte, zur sog. „Waldecker Fläche" (u. a. Hartnack 1928, Oestreich) gehörige Zechsteintafel bestimmt. Bei Marsberg liegt sie in 380, bei Westheim in rund 300 m Höhe. Der wegen kulmischer Tonschieferunterlage durch Hangmulden und Bacheinrisse stark zerlappte Zechsteinrand bricht steil zum

Diemeltal ab. Im ganzen ist jedoch die randliche Mächtigkeit der Zechsteinplatte so gering (50 m), daß sie keineswegs als bedeutende Stufe in die Erscheinung tritt, wie denn auch die Kreidetafel bei Essentho weniger wegen ihrer Stufenhöhe als wegen ihrer Geschlossenheit und wegen des landschaftlichen Gegensatzes sich vom Schiefergebirge abhebt. Die Buntsandsteinhöhen, die sich östlich von Helmighausen-Neudorf schichtstufenartig über die Zechsteintafel erheben, treten unterhalb von Westheim an das Diemeltal heran (Großer Kehlberg 345 m, Meierberg 364 m). Das Buntsandsteingebiet von Wrexen durchzieht das Diemeltal als 350 m breites Sohlental mit kastenförmigem Querprofil (Tafel 15). Vom Meierberg bei Westheim ist das gestreckte schmale Tal im Zechstein-Buntsandsteingebiet gut zu überblicken.

Der Übergang der Diemel vom Schiefergebirge in die Zechsteintafel vollzog sich an der Stelle, wo ehemals etwa der Kreiderand lag, eine Beziehung, auf die Panzer (1928) hingewiesen hat. Paeckelmann (1932, S. 487) hält die Vorzeichnung der Talstrecke durch eine uralte, durch die geologische Struktur des variskischen Untergrundes bedingte Senke für wichtiger. Beachtenswert erscheint ferner, daß mehrere Muldenachsen im tertiären Großfaltungssystem des nordostrheinischen Blockes sich an der Austrittsstelle der Diemel aus dem Schiefergebirge vereinigen (Hartnack 1932, Fig. 3, S. 20); danach wäre also die Austrittsstelle durch jüngere Großfaltungstektonik mitbestimmt.

Bei Scherfelde treten die ersten Muschelkalkhöhen von beiden Seiten an die Diemel heran. Zu bedeutender Höhe erhebt sich vor allem die rechte Talseite im Asseler Wald. Die Muschelkalkhöhen westlich von Scherfelde halten sich zwischen 200 und 320 m Höhe in weiterem Abstand vom Fluß. Um den Eckpfeiler des Asseler Waldes herum wendet das Diemeltal aus der ostnordöstlichen in die südöstliche Richtung, der sie bis zur Twistemündung folgt. Nach Keller (S. 134) ist diese Richtungsänderung geologisch-tektonisch bedingt; hier tritt die Diemel nämlich in die Region der Faltung entlang den Achsen des Eggegebirges ein.

Unterhalb von Warburg bis zur Mündung sind die Lagerungsverhältnisse außerordentlich einfach. Auf den mit 6—7° nach Westen einfallenden Buntsandstein des Solling und Reinhardswaldes legen sich auf Blatt Trendelburg „in fast störungsloser Reihenfolge wie die Blätter eines Buches“ (von Linstow 1928, S. 7) und auch weiterhin nach Westen regelmäßig Muschelkalk und Keuper auf, und erst nachdem die Absenkung des Untergrundes eine tiefere geworden ist, setzt im Eggevorland die Faltung ein. Der Ostabbruch des Rheinischen Schiefergebirges dagegen erfolgt treppenförmig in mächtigen, durch Abbrüche getrennten Staffeln, deren innere Faltung sich mit der Zunahme des Absenkungsbetrages verstärkt (Stille 1910, S. 141 ff.).

Das östlich der Abbruchsstaffeln der Rheinischen Masse liegende triassische Vorland ist von einer Anzahl nordsüdlich und nordwest-südöstlich streichender, durch Verwerfungen stark beeinflußter Falten durchzogen, deren Linien höchster Heraushebung als geologische „Achsen“ bezeichnet werden (Stille 1910). Im Bereich der Diemel sind dies die Germeter und die Warburger Achse, die durch Stille (1904, 1905), Mestwerdt (1913) und Kraiss (1913) behandelt worden sind.

Die Diemel tritt aus der Talerweiterung bei Scherfede-Ossendorf, die durch das Auftreten des Röt in der Scherfeder Staffel und den Keuper

des Rimbecker Senkungsfeldes bedingt ist, in das enge Muschelkalktal zwischen Westerberg und Heinberg ein. Dabei biegt sie in die Richtung der südöstlich verlaufenden Germeter Achse um. Beim Buntsandsteinaufbruch von Germete weitet sich das Tal auf über 1 km, um sich bald darauf beim Durchsägen der Muschelkalkmulde zwischen Germeter und Warburger Achse zwischen Donnersberg und Osterberg auf 500 m zu verengen. Auf der kurzen südöstlich gerichteten Strecke bei Warburg quert der Fluß die Warburger Achse. Von Warburg ab ist er bis Liebenau in vorherrschend östlicher, später mehr und mehr in nordöstliche Richtung übergehend, in die von Basaltkegeln und Kuppen überragte Muschelkalkplatte am Südrand der Borgentreicher Mulde eingesenkt. Der kaum 1 km vom Talrand entfernte Desenberg, ein vorwiegend aus Keupermergeln, nur an der Spitze aus einem basaltischen Schlotstil bestehender Bergkegel, gibt Zeugnis von der bedeutenden postbasaltischen Abtragung. Gipskeuper liegt unter schützender Basaltdecke, ziegelrot gebrannt, bis 365 m emporreichend, am Hohen Berg nördlich von Eberschütz und zeigt uns so die heutige Höhenlage der präbasaltischen Landoberfläche an.

Entsprechend der geschilderten Lagerung bildet auf der ganzen Strecke bis Eberschütz der Muschelkalk die Talwände. Zwischen Warburg und Haueda liegt die Talsohle im Mittleren Muschelkalk. Da sich über seine 30—40 m mächtigen weichen Mergel schützend dickbankige 15 m mächtige Trochitenkalke und 60 m mächtige Nodosenschichten legen, so ist das Tal sehr eng. Von Haueda ab hebt sich die Oberkante des Wellenkalks allmählich über die Talsohle empor. Die höheren Talwände weichen weiter zurück, und in mehrfachem Wechsel treten Prallhänge und Gleithänge von beiden Seiten an den Fluß heran. Bei Ostheim und Lamerden wirken Reste höherer Talstufen, wahrscheinlich mitbestimmt durch günstige Lage der weichen Mergel des Mittleren Muschelkalks zur Seitenerosion des damaligen Tales, in 30—40 m über dem heutigen Talboden, talweitend. Das rund 100 m mächtige Wellenkalkpaket, in der Hauptmasse mittelfeste, dünnschichtige Mergelkalke mit welligen Schichtflächen, erfährt durch die Einlagerung mehrerer Zonen mit festen Bänken eine Erhöhung der Widerständigkeit gegen die Tiefenerosion, während es infolge der plattigen Beschaffenheit der Seitenerosion weniger Widerstand bietet. So ist im Bereich des Wellenkalks das Tal nicht besonders eng; an den Prallstellen des Flusses, z. B. am Wacholder-Berg bei Ostheim und am Anhaltsberg bei Liebenau, neigt der Wellenkalk zur Bildung schroff abfallender, fast kahler Felshänge. Von Lamerden ab beginnt der Wellenkalk sich stärker über die Talsohle emporzuheben. Zwischen Lamerden und Eberschütz bildet er auf der linken Talseite einen mächtig geschwungenen felsigen Prallhang, der durch tiefe, gestrüppverwachsene Runsen zerkerbt wird. In der Eberschützer Klippe tritt die Muschelkalkplatte zum letztenmal auf dem rechten Ufer mit steilem, fast 200 m hohen Abfall unmittelbar an die Talaue heran; auf dem linken Ufer tritt sie mehr und mehr vom Fluß zurück und zieht sich als zerlappter Stufenrand gegen Beverungen zum westlichen Weserufer hin. Beim Bahnhof Eberschütz erscheint Röt in der Talsohle, aber erst bei Sielen liegt der Talgrund ganz im Röt. Das 120—150 m mächtige Röt besteht hier aus weinroten, wenig widerständigen, kalkhaltigen Schiefertonen und Mergeln mit gelegentlichen Einschaltungen von dünnen Kalkschiefer- und Kalksandsteinlagen. Die weite, über 2 km breite Niederung „Breite Wiese“ zwischen Eberschütz, Sielen, Hümme und Trendelburg be-

zeichnet sein Auftreten im Tal. Zwischen Hümme und Trendelburg hebt sich der Reinhardswald allmählich über die Rötniederung empor. Der Reinhardswald besteht im wesentlichen aus Mittlerem Buntsandstein, der auf Blatt Trendelburg mit etwa 9° nach Westen bzw. Westnordwesten einfällt. Meist ist die Tagesoberfläche etwas weniger geneigt als das Schichtfallen, streckenweise jedoch fallen beide zusammen (von Linstow 1928). Die 300—400 m mächtige „Tonsandsteinzone" besteht aus einer Wechsellagerung von meist dünnschichtigen mürben oder auch tonigen, bis 80 cm dicken Sandsteinbänken und braunroten Schiefertonen, welche leicht zerfallen, der obere Teil, die „Bausandsteinzone" (150 m) dagegen aus düsterrot gefärbten, technisch gut verwertbaren, dickbankigen, feinkörnigen Sandsteinen mittlerer Festigkeit. An Steilhängen neigen die Sandsteine zur Bildung mächtiger Klippen.

Bei Trendelburg beginnt mit einem kaum 100 m breiten Engpaß das Einschneiden des Flusses in die flußabwärts ansteigenden Bausandsteinschichten. Weitgeschwungene Prallhänge älterer und jüngster Talstufen bilden ein Ineinandergreifen bogiger Reliefformen. Wie bei Trendelburg so wechseln weiter unterhalb ostwärts gerichtete kopfartige Bausandsteinvorsprünge mit weiter vom Fluß zurücktretenden flachen Röthängen ab und engen die ziemlich breite Diemelniederung stellenweise außerordentlich stark ein. So entsteht eine Kette kleiner Becken, die durch den Kopf von Trendelburg, den Steinberg bei Deisel und die „Kehrlinge" bei Wülmersen getrennt werden. Unterhalb von Wülmersen bildet der Bausandstein beide Ufer, wodurch der Talquerschnitt mit zunehmender Taltiefe gegen die Mündung zu immer enger und schluchtartiger wird. Besonders zwischen Helmarshausen und Carlshafen bietet das Engtal mit den steil aufragenden klippenreichen Talwänden einen malerischen Anblick, dessen Reiz durch die auf einem Talbodenrest gelegene Ruine Krukenburg erhöht wird.

Die vorquartäre Entwicklung der Landschaft

Die vor der Ausbildung der Höhenterrassen liegende Entwicklungsgeschichte der Landschaft des Diemelgebietes soll hier nur insoweit behandelt werden, als es notwendig ist, um den Ausgangspunkt der Talbildung festzustellen. Für das Sauerland und dessen östliches Randgebiet liegen eine Reihe von Untersuchungen vor, worüber Näheres bei Paeckelmann (1932) zu finden ist. Trotz großer Meinungsverschiedenheiten über Alter und Entstehungsart herrscht Einigkeit darüber, daß gegen Ende der Pliozänzeit eine mehr oder weniger einheitliche, später emporgehobene Fläche besteht, von der ausgehend die Talbildung verfolgt werden kann.

In dem Gebiet zwischen Sauerland und Weser gehen wir von einer Fläche aus, die in rund 300 m Höhe die stark verworfenen Triasschichten der Warburger und Germeter Achse kappt und sich nördlich der Diemel und westlich der Weser, weiter südlich in der Hochfläche um Breuna herum fortsetzt. Auf die Frage, ob es sich um eine Endrumpffläche oder eine schichtstufenartige Landschaft mit geringer Reliefenergie handelt, gehen wir nicht weiter ein.

Wenn auch die Hauptgebirgsbildung hier vortertiär ist, so haben die Bewegungen, die ihr folgten, doch noch zu recht beträchtlichen Einmuldungen und Niveauveränderungen geführt.

Aus der starken Abtragung der ehemals weiter verbreiteten Basaltdecken geht hervor, daß es sich bei der genannten 300 m-Fläche um eine postbasaltische Fläche handelt. Wie weit dabei Teile vormiozäner oder voroligozäner Verebnungsflächen durch die jüngere Abtragung wieder aufgedeckt sind sowie die Frage nach Art und Größe der postbasaltischen Abtragung soll hier nicht weiter erörtert werden. Die Auflagerungsfläche des Basaltes liegt am Hohen Berg bei Eberschütz in 365 m Höhe auf k_m, am Heuberg in etwa 370 m auf k_u; ungestörtes Oberoligozän liegt am Igelsbett bei Niederlistingen in 350 m Höhe. Mit den angegebenen Punkten hat man für die heutige allgemeine Höhenlage der präbasaltischen Fläche bzw. Flächen gute Anhaltspunkte, da man sich in einem Gebiet verhältnismäßig ruhiger Schichtlagerung befindet. Die 300 m Fläche, die hier um einen ansehnlichen Betrag tiefer als die präbasaltische liegt, halten wir für gleichaltrig mit der Solling- und Reinhardswaldfläche, der Brinckmann (1932, S. 114) und Schwarz (1932, S. 534) übereinstimmend pliozänes, und zwar wahrscheinlich voroberpliozänes Alter zuschreiben. Aber auch diese Altfläche ist noch gestört, denn die verschiedene Höhenlage des Oberpliozäns am Südrand des Reinhardswaldes weist auf starke Krustenbewegungen nach Ablauf des Oberpliozäns und vor Ausbildung der Höhenterrassen hin. Daß diese Störungsphase wesentliche Züge der heutigen Oberflächengestaltung mitbestimmt, hat Schwarz (1932) im südlichen Reinhardswald nachgewiesen. Auch im nördlichen Reinhardswald dürfte nicht nur eine einfache schildförmige Altflächenaufwölbung vorliegen. Eine oberpliozäne Phase mit bedeutender morphologischer Wirkung weist Brinckmann (1932, S. 110 f.) weiter östlich im Leinetalgebiet nach.

Hervorstechend scheint bei diesen jungpliozänen Bewegungen der unzusammenhängende, mehr lokale Charakter, während die allgemeine Hebung im Bereich der Deutschen Mittelgebirgsschwelle, die zur Eintiefung der Flüsse führt, an der Wende Pliozän-Diluvium einsetzt. Die Bedeutung dieser Heraushebung für die heutige Landschaftsgestaltung ist allgemein anerkannt. Das Hebungsmaß ist jedoch örtlich verschieden gewesen. Die Unterschiedlichkeit der Hebungsvorgänge kann in erster Linie aus morphologischen Daten und durch Terrassenstudien erschlossen werden. Die in dieser Hinsicht durch die vorliegende Arbeit erzielten Resultate sind in einem späteren Abschnitt behandelt (s. S. 397).

Die Diemelterrassen

Allgemeines über die Diemelterrassen

Bei der verhältnismäßig geringen Größe des Diemeltales bereitete die Rekonstruktion der Terrassenzüge aus kleinen Resten oft erhebliche Schwierigkeiten. Auch die Festlegung der Höhenlage der erhaltenen Terrassenreste ist aus verschiedenen Gründen nicht einfach (vgl. u. a. Dietrich, S. 445 f., Knuth 1923, S. 27 f., Burre 1933, S. 101); die angegebenen Höhenwerte sind nur als Annäherungswerte zu betrachten. Anspruch auf größere Genauigkeit können die Unterkanten der in Aufschlüssen beobachteten Schotterlager machen; hier dürfte die Fehlergrenze 2—3 m nicht überschreiten. Eine weitere Schwierigkeit bedeutet die starke Überkleidung und Verwischung der Terrassen durch die Lehmbedeckung sowie der Ausgleich der rückwärtigen Lehnen durch Gehängeschutt und Gekriech.

Die Beschaffenheit der Flußschotter hinsichtlich Größe und Mächtigkeit sowie die von Krüger (1932) behandelten Strukturböden der Borgentreicher Keupermulde lassen erkennen, daß das Diemelgebiet zeitweise periglazialer Verwitterung unterlag. Auch die Hauptmasse heute verfrachteter Schotter entstammt wohl noch der eiszeitlichen Verwitterung (Keller S. 512). Ablagerungen des Eises sind — entgegen der vielfach üblichen Linienführung für die Maximalausdehnung der Vereisung entlang der Diemel — nicht vorhanden (Krüger 1932, S. 212). Die fossilen periglazialen Verwitterungsdecken, der Löß sowie einige interglaziale Torfe sind die Mittel zur Altersbestimmung der Terrassen, da sich aus der Zusammensetzung der Terrassenablagerungen selbst keine stratigraphischen Schlüsse ziehen lassen.

Die beobachtete Mächtigkeit der Schotterablagerungen beträgt im allgemeinen 2—3 m, es ist nicht wahrscheinlich, daß wesentlich größere Mächtigkeiten als 5 m vorkommen. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Ablagerung kann natürlich größer gewesen sein. Die größte beobachtete Mächtigkeit beträgt rund 5 m, und zwar in der Kiesgrube bei N. P. 211,1 südwestlich Dalheim, südlich der Straße Warburg—Kassel (75)[2]). Die Schotter bestehen aus nuß- bis faustgroßen Geröllen von Gangquarzen, Kieselschiefern, Grauwacken, bisweilen auch Buntsandstein. Außerdem spielen Kreidegerölle eine Rolle. Die Schotter sind daher auf dem triassischen Untergrund leicht zu erkennen.

Bei Sielen (123) führen die Schotter neben Kieselschiefern und Milchquarzen viel Muschelkalk aber auch Buntsandstein, ja sogar Rötmergelgerölle. Sie sind durch Kalk zu festen Bänken verkittet. Bemerkenswert ist die Ausbildung der Terrassenkiese 1 km nördlich von Sielen (122), die neben Kieselschiefern und Grauwacken vorwiegend aus erbsen- bis wallnußgroßen Brauneisensteinen bestehen, die wahrscheinlich umgelagertem Tertiär entstammen. Sie liegen etwa 110 m über dem Diemelspiegel und besitzen möglicherweise pliozänes Alter. Auch für die bei Stammen bis 235 m NN, (112 m ü. T.) hinaufreichenden Terrassenkiese (125) hält v. Linstow pliozänes Alter für wahrscheinlich (von Linstow 1928, S. 13, 14).

Während allgemein eine gute Abrollung der Geschiebe zu erkennen ist, sind die Quarze oft nur kantengerundet. Die kleineren Geschiebe mit Ausnahme der kugeligen Gangquarze sind meistens Plattgeschiebe, während die größeren eiförmig gerundet sind. Die Größe schwankt zwischen kleinsten und kindskopfgroßen Geschieben. Die letzteren finden sich verhältnismäßig selten auf der Hauptterrasse, vornehmlich aber auf den beiden Mittelterrassen, z. B. bei Ostheim (102, 103) und am Steinberg bei Deisel (131). Hier führen die Kiese viele Braunkohlenquarzite und sind ungewöhnlich grob entwickelt; meist handelt es sich um über faustgroße Milchquarze; Kieselschiefer treten zurück. In der Talsohle kommen Geschiebe von mehr als 3—4 kg Gewicht unterhalb von Marsberg nur noch vereinzelt vor. Die Anreicherung von Quarzen, Kieselschiefern und den übrigen harten Gesteinen auf den mit Streuschottern überdeckten Flächen ist eine Folge der verschiedenen Verwitterungsbeständigkeit der Gesteine und entspricht nicht

2) Die in Klammern stehende Zahl bedeutet hier und im folgenden immer die laufende Nummer der Beobachtungspunkte in der tabellarischen Zusammenstellung, der Karte und dem Längsprofil.

den tatsächlichen Verhältnissen der Ablagerung. In dem erwähnten Aufschluß bei Dalheim (75) finden sich Einschaltungen von Grobsanden und tonigen Sanden zwischen den Kiesbänken. Die Sande sind stark rost- und rotbraun gefärbt, eine gewisse Verkittung geht auf eisenschüssige Bindemittel zurück. Oberflächlich bis zu etwa 30 cm Tiefe sind die Sande und Gerölle völlig gebleicht.

Im Gebiet oberhalb von Scherfede sind für die höheren Terrassen nur Streuschotterbelege zu erbringen. Bei der Bewertung der Streuschotter zwischen Marsberg und Scherfede ist Vorsicht geboten, da sowohl an der Basis des Mittleren Zechsteins als auch in der Bausandsteinzone bei Wrexen konglomeratische Bildungen auftreten (Stille 1904, S. 10; Paeckelmann 1928), die bei der Verwitterung leicht zur Verwechslung mit einer Schotterterrasse führen (Paeckelmann 1928, S. 409).

Im allgemeinen ist auf Schotterbelege für die Terrassen Wert gelegt. Morphologische Gesichtspunkte konnten mit Erfolg insbesondere im Gebiet des Bausandsteins im Unterlauf angewendet werden, da dort Prallhänge älterer Talschlingen ausgezeichnet erhalten sind (Tafel 15). Im Muschelkalkgebiet ist dies in viel geringerem Maße der Fall; danach war im Unterlauf die Schlingenbildung schon im Prädiluvium stärker.

Ein Versuch, nach dem Vorschlag von Behrmann (1932) „morphologische Formengruppen der Erosion" zu kartieren und mit ihrer Hilfe die „Eintiefungsfolgen" festzustellen, scheitert im Diemelgebiet daran, daß die wechselnde Widerständigkeit der Triasschichten sich zu stark bemerkbar macht.

Um die subjektive Bevorzugung bestimmter Höhenlagen bei der Suche nach Terrassenresten nach Möglichkeit auszuschalten, wurden die aufgefundenen Reste erst nach Abschluß der Kartierung in ein Längsprofil (Tafel 16) eingetragen; erst dieses vermittelt eine anschauliche Vorstellung von der Höhenlage aller Vorkommen zueinander.

Die Terrassen sind auf das Längsprofil des heutigen Flusses projiziert, das nach den angegebenen Quellen (s. S. 413) unter Ausgleich der künstlichen Staungen gezeichnet wurde; es hat den Vorzug großer Genauigkeit. Bedenken sind gegen die gewählte Projektion nicht zu erheben, da das Gefälle des heutigen Talbodens nur unwesentlich größer ist als das des heutigen Flußlaufes (Tallänge 93 km, Lauflänge 108 km) und auch die älteren Talstufen keine wesentlichen Abweichungen vom Zuge des heutigen Tales aufweisen.

Eine Altersgliederung der einzelnen Terrassen auf Grund ihrer Schotterzusammensetzung ist nicht möglich, da diese zu gleichmäßig ist. Nur die Niederterrasse zeichnet sich gegenüber den höheren durch feinere Bildungen aus; die präglazialen Terrassenreste sind stellenweise durch Häufung von Brauneisensteingeröllen ausgezeichnet.

In Übereinstimmung mit den von Grupe (1912) an der Weser geschilderten Verhältnissen ist festzustellen, daß der Löß in seiner typischen Beschaffenheit die Niederterrasse meidet, bis auf die Untere Mittelterrasse hinab jedoch anzutreffen ist. Es handelt sich um „Jüngeren Löß". Die Mittelterrasse ist also älter als der „Jüngere Löß" und mittelglazial. Interglaziale Torfe, vermutlich aus der zweiten kälteren Hälfte des Interglazials (Hesmer), liegen über hellgrauem Ton in 1 m Mächtigkeit unter 6—8 m mächtigem Gehängelehm in der Grube bei der Lümpinselschen Ziegelei bei Marsberg, ein ähnliches

Vorkommen am Nordausgang von Marsberg in einer Gärtnerei an der Straße nach Westheim unter Schottern der Mittelterrasse (Paeckelmann, Erl. Blatt Marsberg). Die Vorkommen waren zur Zeit meiner Begehungen nicht aufgeschlossen; der erstgenannte Torf wäre nach meiner Auffassung jüngeres Interglazial, während der zweite älteres Interglazial sein müßte, wenn es sich um eine tatsächliche Überlagerung durch Mittelterrassenschotter handelt. Die höher gelegenen Terrassen bis zur Oberen Hauptterrasse halte ich auf Grund der Schotterbeschaffenheit für zeitgleich mit der drittletzten Eiszeit. Das Alter der als präglazial bezeichneten Terrassenreste ist altdiluvial, vielleicht z. T. noch jüngst-pliozän. Eindeutige Pliozänablagerungen sind im Diemelgebiet nicht gefunden worden. Fossilfunde aus den Schotterablagerungen sind bisher nicht bekannt. Ein beim Krankenhausbau in Warburg gefundener Stoßzahn lag im Lehm, [3]) nicht in den dort in der Nähe auftretenden Hauptterrassenschottern.

Im Gegensatz zum Löß findet sich der sehr häufig auftretende Lehm auf allen Terrassenbildungen; er hat daher für die Altersbestimmung der Terrassen keine Bedeutung, jedoch eine erhebliche morphologische Bedeutung durch Verhüllung und Ausgleichung der Geländeformen.

Ein Teil des Lehmes ist nach der der Mittelterrasse folgenden Erosion und während der Aufschotterung der Niederterrasse abgelagert, entspricht also zeitlich dem jüngeren Löß. Ein älterer Lehm entsprechend dem älteren Löß, wie ihn u. a. Schwarz (1930, S. 53) im südlichen Reinhardswald erkennt, ist im Diemelgebiet nicht nachzuweisen, wahrscheinlich aber vorhanden.

Zeugnisse periglazialer Verwitterung in Gestalt von Frostschuttdecken und Solifluktionserscheinungen konnte ich an einzelnen Stellen bis auf die Untere Mittelterrasse hinab beobachten, dagegen nicht auf der Niederterrasse.

Es ist von verschiedenen Seiten, u. a. nachdrücklich von Wagner (1929, S. 260 ff.), mit Recht darauf hingewiesen worden, größte Vorsicht bei der Zeichnung durchgehender Terrassenlinien anzuwenden; die Schotter müssen im engsten Anschluß an die Schichtlagerung durchverfolgt werden. So wird man nicht in den Fehler verfallen, aus der Unterkante von Schotter- oder Füllmassen, die sich infolge tektonisch bedingter Aufschotterung z. B. in Senkungsfeldern örtlich im Tale gebildet haben können (Beispiele siehe bei Wagner 1929, u. a. S. 218 und S. 260 ff.), auf die Tiefe durchgehender Zertalung zu schließen. Nun ist aber die Schichtlagerung im Diemeltal unterhalb von Warburg eine denkbar einfache, und da nicht nur eine einzelne, sondern eine ganze Gruppe von Terrassen mit relativer Gleichabständigkeit vom Talboden im engen Anschluß an die Schichtlagerung durchverfolgt wurde, so dürften gegen die dort gewonnene Gliederung und die Verbindung zu zusammenhängenden Terrassenzügen keine Bedenken bestehen. Auch für das Gebiet der Warburger und Germeter Achse mit starken älteren Schichtenstörungen gilt das gleiche, da die breite Entwicklung und ausgezeichnete Erhaltung der Hauptterrasse die Beurteilung der Verhältnisse dort erleichtern. Weniger gesichert erscheint die Linienführung oberhalb von Ossendorf, worauf später noch zurückzukommen sein wird.

Kurz eingegangen sei hier auf atektonische Vorgänge infolge Auslaugung und ihre Bedeutung für die Verbindung der Terrassenreste.

3) Mitteilung von Professor Andree, Münster.

Gips tritt, abgesehen vom Zechstein, im Mittleren Muschelkalk, und zwar im Oberlauf zwischen Scherfede und Germete (Stille 1908, S. 12) nur in Schnüren und dünnen Lagen, unterhalb von Germete nach Kraiss (1913, S. 383), Wegner (1926, S. 186) usw. bei Dalheim, Herlinghausen und weiter unterhalb bis Lamerden stockförmig auf. Erdfälle, z. B. auf dem schmalen Riedel östlich von Dalheim, verraten die Anwesenheit im Untergrund. Die Schmalheit des Riedels bei Dalheim begünstigt offenbar die Auslaugung des Gipses. Ein Erdfall von 8—10 m Durchmesser und 2—3 m Tiefe, in dem auch Schotter der Hauptterrasse versenkt liegen, wurde 500 m südöstlich von Dalheim in der Fortsetzung des den Kalkberg nördlich umziehenden Tälchens festgestellt. Da der Erdfall im Meßtischblatt Liebenau (Aufnahme 1907, einzelne Nachträge 1926) nicht eingezeichnet ist, so ist er wahrscheinlich inzwischen entstanden. Von einer seit 30—40 Jahren im Gange befindlichen Bodensenkung im Buntsandsteingebiet 700 m nordöstlich von Friedrichsfeld (Blatt Trendelburg) berichtet von Linstow (1928, S. 19).

Größeres regionales Ausmaß haben atektonische Senkungen jedoch nicht erreicht. Für diese Auffassung spricht, daß auch in unmittelbarer Nähe des Flusses der Gips keineswegs überall aufgelöst ist, wie z. B. das Gipslager im Alstertal oberhalb von Lamerden bei der Kreidemühle zeigt. Anzeichen für ein Nachsinken des darüberliegenden Oberen Muschelkalkes waren dort nicht zu finden. Am ehesten könnte man vermutlich die unregelmäßige Lagerung in den Steinbrüchen südlich vom Bahnhof Liebenau auf Nachsacken infolge Gipsauslaugung zurückführen, da vom Nordflügel der Warburger Achse aus im allgemeinen ein sehr regelmäßiges flaches Einfallen in nördlicher Richtung herrscht.

Vorsichtig verfahren muß man in den angeführten kritischen Gebieten bei der Zuordnung kleinerer Schotterreste zu bestimmten Terrassenzügen; doch ergaben sich keine Schwierigkeiten. Möglicherweise geht die verhältnismäßig tiefe Lage der Hauptterrassenschotter südwestlich von Dalheim (75) auf Senkung infolge Auslaugung von Gips zurück. Mit großräumigen Auslaugungsvorgängen und damit zusammenhängenden regionalen Senkungsgebieten, wie sie Weber (1929) und Sobotha (1932) für Thüringen nachgewiesen haben, braucht man jedoch nach der bisherigen Kenntnis des Untergrundes bei der Rekonstruktion der Terrassenzüge im Diemelgebiet nicht zu rechnen.

Demgemäß sind folgende Terrassen unterschieden:

1. Präglaziale Terrasse (= P. T.)
2. Hauptterasse, dreistufig
   a) Obere (= O. H. T.)
   b) Hauptterrasse (= H. T.)
   c) Untere (= U. H. T.)
3. Mittelterrasse, zweistufig
   a) Obere (= O. M. T.
   b) Untere (= U. M. T.)
4. Talsohle
   a) Niederterrasse (= N. T.)
   b) Talaue.

Beschreibung der Diemelterrassen

Die Präglaziale Terrasse

Oberhalb von Scherfede treten einige Terrassenreste auf, die nur zum Teil dünn beschottert sind. Die Höhenlage über dem Talboden schwankt zwischen 110 und 140 m. Sie lassen sich nicht zu einem einheitlichen Terrassenzug zusammenfassen. Es ist deshalb nicht ratsam, weitgehende Schlüsse darauf aufzubauen. Bei Scherfede streichen diese alten Talbodenreste in die Luft aus; sie reißen wie an einer Verwerfung ab und setzen sich erst weiter unterhalb als einheitlicher Talboden in geringerer Höhenlage über der Talaue [3a]) fort. Der Unterschied der Höhenlage über der Talaue beträgt etwa 30 bis 40 m. Die Lage der Reste oberhalb von Scherfede auf der linken Talseite und ihre Höhenlage in bezug auf die heutige rechte obere Talkante weist darauf hin, daß vielleicht eine leichte Schollenkippung parallel oder etwas schräg zur Talachse stattgefunden hat, wobei der östliche Teil absank. Das Absinken der Zechsteinunterkante steht damit in Einklang, allerdings geht der größte Betrag dieses Absinkens auf präkretazeische Staffelbrüche zurück. Mit Vorsicht muß die Höhe des treppenförmigen Absatzes der präglazialen Terrasse in der Gegend des Scherfeder Abbruchs gewertet werden. Daß aber tatsächlich Bewegungen hier stattgefunden haben, geht aus dem später dargelegten Verhalten der Oberen Hauptterrasse und der Talaue hervor (s. S. 395). Entspricht die im Profil niedergelegte Auffassung den Tatsachen, so ist der Verwurf der Präglazialen Terrasse mit 30 bis 40 m doppelt so groß wie der der Oberen Hauptterrasse.

Zwischen Scherfede und Haueda sind nur vereinzelt Spuren höherer Talböden über der Oberen Hauptterrasse erhalten. Sicher spielt für diese schlechte Erhaltung die Tatsache eine Rolle, daß die höheren Talstufen in der Warburger Gegend in mürben Keuperschichten angelegt waren; es war aber auch infolge einer schwächeren Heraushebung dieses Gebietes die Tiefenerosion des Hauptterrassentals hier wesentlich geringer als im Unterlauf, so daß bei begünstigter Seitenerosion die geringeren Höhenunterschiede ausgeglichen und die höheren Terrassen vernichtet werden konnten.

Von Haueda ab schieben sich zwischen das Obere Hauptterrassenniveau und die umgebenden Plateauflächen auf der rechten Talseite Flächenstücke ein, die am Hopfenberg bei Haueda (92) in rund 240 m Höhe liegen und nach Süden, entlang der linken Talseite der Warme, in ähnlicher Höhenlage bis nach Obermeiser verfolgt werden können (Kirchberg westlich von Zwergen, Bratberg). Auch gegenüber vom Hopfenberg, auf der linken Talseite am Warmberg, findet man einen wellig gestalteten Flächenrest. Die nun flußabwärts folgenden Flächenreste halten sich bis Trendelburg alle in ähnlicher absoluter Höhenlage. Eine mit zahlreichen Schottern bestreute Fläche in 240 bis 245 m Höhe tritt westlich von Lamerden über dem Muschelkalksteilhang des vom Gehöft Wittkopp bei Punkt 255,1 herabkommenden Baches auf (106). Auf dem Riedel zwischen Alsterbach und Diemel nördlich von Lamerden am Sparrenstein und bei Punkt 239,6 ist eine Fläche gut ausgebildet (110); gegen den 30 m tiefer gelegenen Oberen Hauptterrassenrest (113) ist sie deutlich abgesetzt. Etwa 2 km weiter unterhalb über dem „Timmerthal“ 200 m süd-

3a) „über der Talaue“ ist im folgenden abgekürzt zu „ü. T.“.

westlich von Kalkofen ist bei 240—245 m eine Fläche erhalten (116); von dort aus erkennt man durch Visierung leicht die gleiche Höhenlage einer Fläche am Schwarzen Berg nördlich von Sielen (122). von Linstow fand dort in 110 m ü. T. Terrassenkiese, die neben Kieselschiefern und Grauwacken vorwiegend aus erbsengroßen Brauneisensteinen bestehen und möglicherweise pliozänes Alter besitzen.[4]) Für gleichaltrig hält von Linstow die Schotter, die am Westhang des Reinhardswaldes in gleicher Höhe ü. T. auf den östlich von Stammen und nordwestlich von Friedrichsfeld gelegenen Flächen auftreten (125). Die Talbreite des alten Tales läßt sich zwischen den zuletzt genannten Beobachtungspunkten zu etwa 4 km ermitteln; oberhalb war sie erheblich geringer. Weiter gegen Carlshafen im Rötgebiet ist der präglaziale Talboden völlig beseitigt. Als einen Rest spreche ich die Fläche auf der Sieburg zwischen Weser und Diemel bei Carlshafen an. Sie ist so deutlich gegen das Niveau der Sollingfläche abgesetzt und trotz des Anschnittes durch Kerbschluchten so eben, daß sie wohl mit Recht als Rest eines alten Talbodens angesehen wird. Schotterfunde sind wegen der Waldbedeckung nicht zu erwarten.

Gegenüber der Diemelmündung liegt auf der rechten Talseite der Weser bei Brüggefeld über den Hannoverschen Klippen in 255 m Höhe, 160 m ü. T., ein Terrassenrest, der u. a. auch Brauneisensteingerölle aufweist (157). Er ähnelt damit den Präglazialen Terrassenresten der Diemel und besitzt möglicherweise jungpliozänes Alter.

Alle unterhalb von Haueda genannten Flächen ordnen sich zu einem Talzug zusammen; für den Flächenrest auf der Sieburg möchte ich die Frage, ob er nicht einer älteren, noch höheren Stufe angehört, offen lassen. Das heutige Gefälle des alten Talbodens von Haueda bis Trendelburg ist gleich Null (Tafel 16). Von der Gefällskurve des Oberen Hauptterrassentals entfernt er sich gegen die Mündung hin mehr und mehr, noch stärker ist die Divergenz in bezug auf den heutigen Flußlauf. Dieses Verhalten steht in Einklang mit dem Verhalten der Hauptterrasse, da auch bei dieser die Divergenz gegen die Mündung immer mehr zunimmt.

Die Hauptterrasse

Landschaftlich stark hervortretende Terrassenflächen findet man in der Gegend von Warburg in 220 bis 245 m Höhe, 60 bis 85 m über dem Fluß, die bis über 2 km vom heutigen Fluß entfernt auftreten. Da Flächenreste in dieser Höhenlage auch weiter ober- und unterhalb bestimmend im Landschaftsbild auftreten, so sind sie als Hauptterrasse bezeichnet worden.

Bei näherer Betrachtung gliedert sie sich in drei Stufen, von denen die obere als „Obere Hauptterrasse“ (= O. H. T.), die mittlere als „Hauptterrasse“ (= H. T.) und die untere als „Untere Hauptterrasse“ (= U. H. T.) bezeichnet worden sind.

Die Stufen weisen bei Warburg einen Höhenunterschied von je 10 bis 20 m auf, der jedoch im weiteren Verlauf nicht konstant bleibt. Wo die

4) von Linstow 1928, S. 13—14; da die Terrassenkiese nicht geschlossen auftreten, sind sie in der geologischen Karte nicht dargestellt.

Stufen, wie bei Warburg, zusammen auftreten, ist ihre Unterscheidung leicht, andernfalls stößt sie oft auf erhebliche Schwierigkeiten.[5])

Wir beginnen mit der Betrachtung der Hauptterrassenzüge in der Gegend von Ossendorf und schreiten zur Mündung fort, um dann später die oberhalb gelegenen Reste zu behandeln. Diese Betrachtungsweise ergibt sich aus dem Erhaltungszustand.

Hauptterrasse zwischen Ossendorf und Haueda

In der Umgebung von Warburg bis abwärts gegen Haueda ist die Hauptterrasse breit entwickelt. Vom Lyzeum am Osterberg bei Warburg überblickt man gegen Südosten und Osten große zusammenhängende Flächenreste zwischen 200 und 240 m Höhe. Im Südwesten bei Wethen, Germete und Wormeln, wo der Blick durch 280 bis 300 m hohe Muschelkalkhöhen abgeschlossen wird, ist das Hauptterrassenniveau durch spätere selektive Erosion stark aufgelöst; besonders in den Lias- und Keuperschichten zwischen Wethen und Welda sowie in den Rötaufbrüchen der Germeter Achse ist sie wirksam gewesen. Der Osterberg ist in 220 m Höhe von einem Schotterlager bedeckt (69), ebenso der 2 km entfernt gegenüberliegende Stapelberg (70); dort treten die Schotter unter einer Lehmdecke heraus. In gleicher Höhenlage liegt im Winkel zwischen Twiste und Diemel ein kleiner Terrassenrest am Wormeler Berg (61). Auch auf dem gegenüberliegenden Nünnekenberg ist diese Fläche ausgebildet (69). Alle diese Reste gehören der Hauptterrasse an. Die Breite des Hauptterrassentales beträgt hier 2 km.

Begrenzt wird das Hauptterrassental durch höhere, in 240 m, 80 m ü. T. gelegene Terrassenreste, die der Oberen Hauptterrasse zugehören. Der Abfall zwischen beiden ist sanft und oft durch Lehmbedeckung ausgeglichen. So findet sich 1 km südlich von Wormeln am Abhang des Witzinger Holzes in 240 bis 246 m Höhe, 80 bis 86 m ü. T. eine Schotterablagerung (67). Vom Osterberg steigt man allmählich zu der mit dichten Streuschottern bedeckten Fläche bei der Wasserleitung empor (63). Am Westerberg, westlich von Germete, tritt die Hauptterrasse näher an das Tal heran (57). Eine dichte Schotterstreuung in ähnlicher Höhenlage in fast 2 km Entfernung vom heutigen Fluß finden wir an der Schanze östlich von Ossendorf (59). Die Gesamtbreite des oberen Hauptterrassentales zwischen Witzinger Holz südlich von Wormeln und den Randhöhen der Borgentreicher Mulde beträgt 3 bis 3,5 km, die größte Breite des heutigen Talbodens im Rötgebiet oberhalb von Trendelburg nur 1,5 km. Der bis zu 260 m aufragende Wellenkalkzug des Heinberges (56) bildete in dem Hauptterrassental einen ähnlichen Vorsprung wie heute der Buntsandsteinkopf von Trendelburg.

5) Die genaue Lage und der Charakter der einzelnen Terrassenreste ist aus der Liste der in den „Erläuterungen zur Karte und zum Längsprofil der Diemelterrassen" zusammengestellten und mit laufender Nummer versehenen „Beobachtungspunkte" zu entnehmen. Die Bezifferung schreitet von der Quelle zur Mündung fort. Da diese Bezifferung auf der Karte (Taf. 15) und dem Längsprofil (Taf. 16), auf den Querprofilen (Taf. 15) und den Bildern (Taf. 17) wiederkehrt, so ist eine leichte Orientierung und Kontrollmöglichkeit gewährleistet. Wir können uns daher bei der Beschreibung der Ausbildung und des Verlaufs der Terrassen auf die wesentlichen Punkte beschränken.

Die Hauptterrasse ist auch in das Twistetal hinein zu verfolgen. Im Streichen eines Trochitenkalkrückens liegt das Profil Abb. 1. Gesteinsunterschiede sind für die deutlich erkennbare Stufung also nicht maßgebend. Bei der Fläche in 235 m Höhe am Weldaer Berg handelt es sich um einen wahrscheinlich etwas erniedrigten Rest der Oberen Hauptterrasse der Twiste (62); der Gehängeknick deutet die Lage der Unteren Hauptterrasse an. Die höchste Stufe gehört zu den präglazialen Terrassenresten.

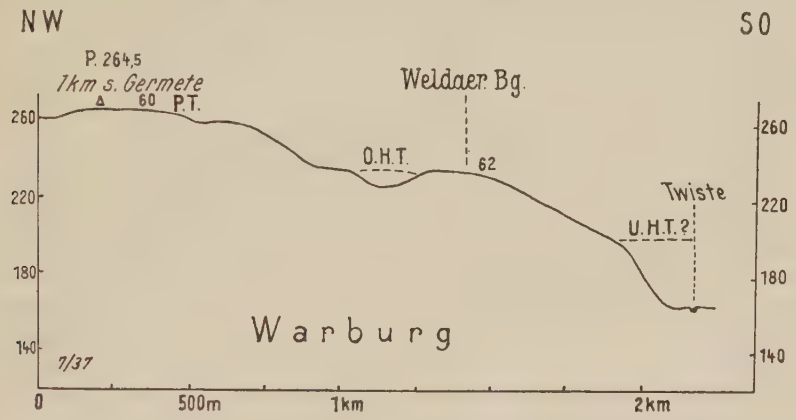


Abb. 1. Profil im Streichen eines Trochitenkalkrückens

Vom Weldaer Berg aus erkennt man deutlich, daß unterhalb des breiten Hauptterrassentals mehr auf die engere Nachbarschaft des Flusses beschränkte Flächenreste auftreten. Sie gehören zur Unteren Hauptterrasse. Am deutlichsten tritt als solcher der Donnersberg (64) westlich der Twistemündung hervor, der in 35 bis 40 m ü. T. ein Schotterlager trägt. Weitere Schotterlager in dieser Höhe finden sich beim Kloster Warburg (71) und auf einer deutlich gegen die Hauptterrasse am Stapelberg abgesetzten Fläche 750 m östlich vom Bahnhof Altstadt der Bahn nach Arolsen, östlich der Straße nach Calenberg (72).

Die breite Entwicklung des Hauptterrassentals hält unterhalb von Warburg bis zur Eggelmündung bei Haueda an. Auf der linken Talseite sind die Flächen gut erhalten und ziehen sich von der Warburger Zuckerfabrik über den Klapperberg bis zur Eggelmündung hin. Wegen der fast geschlossenen Lehmbedeckung mit ihrer ausgleichenden Wirkung ist jedoch die Zuordnung zu einer bestimmten Stufe unsicher.[6]) Schotterlager der mittleren Stufe treten südlich von Gut Klingenburg am Steilhang der Diemel unter der Lehmbedeckung hervor (82). Die Auflagerungsfläche auf Muschelkalk liegt in 200 m Höhe, 50 m ü. T., Die untere Stufe der Hauptterrasse ist am Sporn zwischen Diemel und Eggel in 35 bis 40 m ü. T. (85) und auf dem linken Eggelufer bei Punkt 186,8 zu erkennen (86). Weniger geschlossen ist die Hauptterrassenfläche auf der rechten Talseite; doch sind mehrere gute Schotter-

6) In der Karte ist an Stellen, wo wie hier die morphologische Verbreitung der Terrassenstufe infolge Lehmbedeckung oder aus anderen Gründen nicht sicher festzulegen war, lediglich der durch Schotter bezeichnete Rest eingetragen.

lager ohne Lehmbedeckung festzustellen; auch die Stufung ist ausgezeichnet zu erkennen. Auf dem schmalen Riedel zwischen den beiden von Calenberg und Herlinghausen herabkommenden Bächen liegen bei N. P. 211,1 Schotter, die in der Kiesgrube in 4—5 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind (75).

Östlich von Dalheim sind auf dem Riedel zwischen Herlinghauser Bach und Diemel deutlich drei Terrassenstufen zu unterscheiden: unmittelbar östlich von Dalheim liegt am Rande des Steilhanges eine mit dichten Streuschottern bedeckte Untere Hauptterrassenfläche in 40 m ü. T. (76), darauf folgt bei rund 210 m in 60 m ü. T. ein Schotterlager von etwa 2 m Mächtigkeit, das zur Mittelstufe der Hauptterrasse gehört (77). Beim weiteren Aufstieg gelangt man zu einem kleineren Flächenrest in rund 230 m Höhe, der einen Rest der Oberstufe darstellt (79).

Weiter schließen sich auf der rechten Talseite die Flächen nördlich und nordwestlich von Grimelsheim an. Alle drei Stufen sind vertreten und gut beschottert. Die Mittlere Hauptterrasse ist am ausgedehntesten; 750 m südwestlich vom Haltepunkt Haueda in 200 m Höhe, 50—55 m ü. T. liegt ein Schotterlager (84), das in der Höhenlage völlig mit dem auf dem linken Ufer gelegenen Beobachtungspunkt 82 korrespondiert. 20 m höher liegt an der Straße Grimelsheim-Haueda bei Punkt 220,8 die Oberstufe als Felsterrasse mit dichter Streuschotterung (83). Als Unterstufe der Hauptterrasse kennzeichnet sich die im Osten durch ein Trockental begrenzte Fläche 500 m südlich vom Viadukt der Eisenbahn Warburg—Kassel, wo in 40 m ü. T. zahlreiche Gerölle unter der Lehmdecke hervortreten (81). Deutlich ist hier der bogenförmig verlaufende Prallhang zwischen der Unterstufe und der Hauptterrasse (84) etwas weiter östlich zu erkennen. Unbeschottert ist ein kleiner Flächenrest, der sich 500 m südsüdöstlich vom Haltepunkt Haueda in gleicher Höhe ü. T. bei rund 185 m Höhe vorfindet (89).

Betrachtet man die Kleinheit und Verteilung der Reste der Unteren Hauptterrasse in der Umgebung von Warburg auf der Karte (Tafel 15), so erkennt man, daß das Untere Hauptterrassental bedeutend schmaler als die vorherigen war. Das dürfte mit der Tatsache zusammenhängen, daß die beiden oberen Stufen sich nahe der Muschelkalk-Keupergrenze halten, während die Unterstufe bereits in den Muschelkalk eingreift.

Hauptterrasse zwischen Haueda und Sielen

Von Haueda bis Sielen ist das Hauptterrassental wesentlich enger als oberhalb, da es von da ab stärker in die Muschelkalkplatte einschneidet, wodurch der Seitenerosion erheblich größere Widerstände entstanden. Wir finden auf der ganzen Strecke zwischen Haueda und Sielen kleinere Hauptterrassenreste als in der Umgebung von Warburg, und nur vereinzelt eine dichte Beschotterung. Selten finden sich alle drei Stufen benachbart, so daß die Zuordnung nicht immer eindeutig entschieden werden kann.

500 m nordwestlich von Haueda liegt in rund 200 m Höhe ein unbeschotterter Flächenrest, der mit Beobachtungspunkt 84 korrespondiert und mit seiner Höhenlage von 55 m ü. T. zur Mittelstufe der Hauptterrasse gestellt ist. Eine mit der Oberstufe bei Beobachtungspunkt 83 in Einklang stehende Fläche mit dünner Streuschotterung beobachtet man am Weinberg bei Haueda auf der linken Talseite (90); diese Fläche ist mit einer unbeschotterten, sanft geneigten Fläche in 215—220 m, 75—80 m ü. T. am Nordostabhang des Hopfenberges bei Liebenau (95) in Verbindung zu bringen.

Die Unterstufe der Hauptterrasse tritt als lößbedeckte Felsterrasse in 182 bis 185 m Höhe, 40—45 m ü. T., am Ostabhang des Weinberges 1 km westlich von Liebenau in Erscheinung (93). Schotter sind unter dem Löß nicht sicher nachzuweisen.

Bei Liebenau weitet sich das Diemeltal infolge der Einmündung der gegenüberliegenden Täler der Warme und des Körbecker Baches; ein größerer Rest der Hauptterrasse ohne Beschotterung ist dort am Anhaltsberg erhalten (99). Seine Ausbildung ist durch das Ausstreichen der Mergel des Mittleren Muschelkalks begünstigt worden. Auf Grund seiner Höhenlage bei 200 m in 60 m ü. T. ordnet er sich der Mittelstufe zu. Zwischen Liebenau und Ostheim finden wir keine Hauptterrassenreste, offenbar sind sie durch eine aus den Formen zu erschließende stärkere Ausweitung des späteren Mittelterrassentales (s. S. 383) beseitigt worden. Eine deutliche Hangverflachung 500 m östlich von Ostheim in 210—215 m Höhe, etwa 75—80 m ü. T., kennzeichnet die dortige Höhenlage der Oberen Hauptterrasse. Gut erkennbar ist ein unbeschotterter Felsterrassenrest in 45 m ü. T. über der Einmündung des Trockentals 250 m östlich von der Ostheimer Mühle (105) als Vertreter der Unterstufe, sowie ein mit wenigen Streuschottern bedeckter, morphologisch gut ausgeprägter Felsterrassenrest der Mittelstufe in 60 m ü. T. nördlich des zu Punkt 210,1 führenden Trockentälchens (109 a). Bei Lamerden ist das Tal wieder enger. Auf der linken Seite treffen wir oberhalb des neuen Wasserwerks nördlich von Lamerden (111) ziemlich dichte Streuschotterung im Hauptterrassenniveau in 60 m ü. T. an. Da die Schotter etwa 100 m oberhalb des kleinen Bauwerkes liegen, ist nicht anzunehmen, daß sie als Baukies dorthin gelangt sind. Eine sichere Schotterablagerung des Flusses haben wir 1 km nördlich von Lamerden in 210—215 m Höhe, 75—80 m ü. T. (113) vor uns. Eine größere Fläche in ähnlicher Höhenlage ü. T. erkennt man dann erst wieder auf der Dingel zwischen Eberschütz und Hümme in 205—210 m Höhe (118). Da Schotter dort nicht nachweisbar sind, ist es fraglich, ob es sich um einen Terrassenrest handelt. Die Mittelstufe der Hauptterrasse finden wir in morphologischen Resten als deutliche Hangverflachung mit Streuschottern 700 m westlich vom Dorfausgang Eberschütz in 60—65 m ü. T. auf Wellenkalk (117 a) und am Sporn des Sommerberges bei Sielen (119). Dort sind zwischen den Schluchten der Seitenbäche kleine Riedelflächen im Röt nahe der Wellenkalkgrenze in 185 m Höhe, 60 m ü. T., gut erhalten.

Hauptterrasse zwischen Eberschütz und Trendelburg

Zwischen Eberschütz und Trendelburg sind Reste der Hauptterrasse wenig vertreten, was sich leicht aus der Begünstigung der späteren Seitenerosion im Rötgebiet erklärt. Am Westabhang des Reinhardswaldes zwischen Hümme und Trendelburg finden wir keinerlei Hauptterrassenreste. Schon aus dem sehr regelmäßig parallelen nordsüdlichen Verlauf der Höhenschichtlinien — am besten südlich von Stammen — gewinnt man den Eindruck, daß es sich um eine mit dem Eintiefen des Gewässernetzes mehr und mehr entblößte Schichtfläche, eine Strukturfläche, handelt. Tatsächlich gehen Neigung der Oberfläche und Einfallen der Bausandsteine mehr oder weniger parallel, was auch von Linstow (1928) betont.

Die gleichmäßige Bedeckung des Reinhardswaldes zwischen Hümme und Trendelburg mit der Signatur für Flußaufschüttungen auf der geologischen Karte Blatt Trendelburg könnte den Eindruck erwecken, daß der ganze

Hang gleichmäßig überschottert ist. Das ist jedoch keineswegs der Fall. Die Beschotterung muß im oberen Teil des Hanges als ausgesprochen dünn bezeichnet werden; auch im unteren Teil ist sie nur an einzelnen Stellen etwas stärker, ohne daß jedoch solche Stellen genauer lokalisiert und in ihrer Höhenlage eindeutig festgestellt werden könnten. Es handelt sich durchweg um verrollte Schotter. Die obere Grenze der Streuschotter gibt von Linstow richtig mit 225—235 m an. In dieser Höhe liegen zwischen Stammen und Friedrichsfeld und nördlich von Friedrichsfeld Flächenreste, die sich mit der genannten Strukturfläche deutlich winklig verschneiden. Sie dürften Reste eines präglazialen Talbodens der Diemel sein (125).

Naturgemäß ergibt sich aus dem Aussetzen der Hauptterrassenreste in diesem Talabschnitt eine gewisse Unsicherheit bei der Verbindung der Terrassenreste weiter ober- und unterhalb. Es wäre möglich, eine andere als die im Längsprofil eingezeichnete Verbindungslinie zu ziehen, und zwar Beobachtungspunkt 117 a mit Beobachtungspunkt 133 zu verbinden. Dadurch würden die Beobachtungspunkte 133, 140, 152 und 155, 156 nicht mehr der Oberen Hauptterrasse, sondern der Hauptterrasse angehören und mithin keine Oberen Hauptterrassenreste auf dieser Strecke mehr erhalten sein. Diese Auffassung würde gestützt durch die Überlegung, daß nach den Lagerungsverhältnissen des Untergrundes das Röt damals weiter östlich auf das zu der Zeit noch etwas flachere Gewölbe des Reinhardswaldes hinaufreichte, so daß die Obere Hauptterrasse unterhalb von Trendelburg vornehmlich im Röt angelegt war und durch die spätere Erosion leicht beseitigt werden konnte, ähnlich wie später die tieferen Terrassenstufen, diese jedoch weiter westlich, je nach dem Ausstreichen des Röt in der jeweiligen Talsohle. Diese Auffassung hätte zur Folge, daß der weiter unten (S. 392) abgeleitete Verbiegungsbetrag der Hauptterrasse sich um weitere 30—35 m erhöhte, und daß die quartäre Aufwärtsbewegung von Solling und Reinhardswald gegenüber der Umgebung bis zur drittletzten Eiszeit recht erheblich wäre. Doch ist diese Auffassung in Profil (Tafel 16) und Karte (Tafel 15) nicht zum Ausdruck gebracht. Es ergibt sich dabei nämlich die Schwierigkeit, die unterhalb von Trendelburg ziemlich zahlreich in 50—55 m ü. T. auftretenden Terrassenreste einzuordnen; man könnte sie unter Umständen zu einem lokal auftretenden Terrassenzug zusammenfassen, was jedoch gezwungen wirkt. Deshalb ist hier dasselbe Prinzip wie auch sonst angewandt, die Terrassen nach einer relativen Gleichabständigkeit untereinander und von der Talaue einzuordnen und zu verbinden, wodurch sich eine befriedigende Lösung ergibt.

Hauptterrasse zwischen Trendelburg und Carlshafen

Während wir in der Umgebung von Warburg mächtige und gut erhaltene Schotterablagerungen der Hauptterrasse feststellen konnten, finden wir zwischen Trendelburg und Carlshafen ausgezeichnete morphologische Reste ohne oder mit wenig Schotter. So wie auch heute Strecken vorwiegender Erosion mit solchen vorwiegender Akkumulation wechseln, so war die Strecke Trendelburg—Carlshafen während der Hauptterrassenzeit eine Erosionsstrecke mit geringer Talbreite gegenüber der Akkumulationsstrecke bei Warburg. Dieses Verhalten stand unter dem Einfluß der in dieser Arbeit nachgewiesenen stärkeren Heraushebung des Unterlaufgebietes. Sie führte bei Warburg zu einer tektonisch bedingten stärkeren Aufschotterung, die sich mit der klimatisch bedingten Aufschotterung der drittletzten Eiszeit in einer nicht zu entwirrenden Weise verzahnt. In der Erosionsstrecke unterhalb von Trendelburg war das Tal jedoch schmaler und der Talboden weniger stark aufgefüllt.

Zwischen Trendelburg und Carlshafen, wo der widerstandsfähige Bausandstein einmal geschaffene Böschungen lange erhält, finden sich deutliche morphologische Reste von Talböden und Prallhängen (Tafel 15). Aus dem bogenförmigen Verlauf des Hanges zwischen der Domäne Abgunst bei Trendelburg und Punkt 209,3 am Kesselberg östlich von Deisel im Gebiet der 165—200 m Höhenlinien ist zu schließen, daß hier ein verlassener Prallhang vorliegt; der zu ihm gehörige Talboden in 160—165 m Höhe wird durch den Sporn, auf dem Trendelburg liegt (126), durch die Fläche des Sülzer Berges 1 km nördlich von Trendelburg und durch die 250 m nördlich des Sülzer Berges am Waldrand in 160—165 m Höhe, etwa 50 m ü. T., gelegenen Schotter und Sande bezeichnet (132). Es handelt sich um Restformen des Unteren Hauptterrassentals. Über diesem Prallhang liegt eine schmale, den Unterlauf der Holzape begleitende Fläche, die in 200 m Höhe, etwa 90 m ü. T., einen Schotterrest trägt und sich als Oberer Hauptterrassenrest charakterisiert (133). Auch weiter südlich zwischen der Domäne Abgunst und Friedrichsfeld ist die Fläche in gleicher Höhe erhalten; zwei große Erdfälle sind auf ihr entstanden. Weitere Reste eines Prallhanges und Talbodenreste sind östlich von Wülmersen zu erkennen. Die Talbodenreste liegen bei der Assaburg (137) und beim Eichenberg (138) etwa bei 160 m, 50 m ü. T. Der Fuß des zugehörigen Prallhanges verläuft in großem Bogen vom Moosberg (136 a) — etwa dem Waldrand und der Lößlehmgrenze folgend — zur Mordkammer (140); der Prallhang ist am deutlichsten erkennbar im Bereich der 165—200 m Höhenlinien, im südlichen Teil nur bis zur 180 m Linie. Dort verschneidet er sich am Moosberg mit einer Terrassenfläche des Holzapetales, die nach ihrer Höhenlage (185 m, 55—60 m ü. T.) zur Mittelstufe der Hauptterrasse gehört (136 a). Über dem Prallhang bei „Die Mordkammer" (140) liegt eine deutliche Hangverflachung in 200—205 m Höhe, etwa 95—100 m ü. T., die als Rest der Oberen Hauptterrasse mit der Fläche bei Beobachtungspunkt 133 zu verbinden ist.

Der Mittelberg bei Helmarshausen ist ein Umlaufberg, der noch von der Diemel der Unteren Hauptterrassenzeit umflossen wurde; seine Gipfelfläche (170 m) ist ein etwas erniedrigter Rest des Hauptterrassentalbodens (148). Die höchste Stelle im Umlauftal liegt heute in 155 m Höhe; da dort der felsige Untergrund (s_{m2}) zutage tritt, liegt die durch nachträgliche Denudation etwas erniedrigte alte Talsohle der Umlaufschlinge vor; der Untere Hauptterrassentalboden dürfte also hier in ungefähr 160 m Höhe, etwa 55 m ü. T., gelegen haben (149). Der zu diesem Talboden gehörige Prallhang ist ohne weiteres an dem bogenförmigen Verlauf des Hanges zwischen Huckelsberg und Wechselberg zu erkennen. Am Huckelsberg stößt er mit einem Prallhang des Hauptterrassentals zusammen, der vom Huckelsberg zur Mordkammer verläuft; der zugehörige Hauptterrassentalboden ist in 170 m Höhe, 65 m ü. T. in der kleinen Fläche unmittelbar westlich vom Huckelsberg erhalten (145). Es ist wahrscheinlich, daß die über dem Prallhang am Huckelsberg in 225 m, am Wechselberg in 210 m Höhe gelegenen kleinen Flächenstücke Reste höherer Talböden darstellen. Der letzte Talbodenrest des Hauptterrassentales liegt in 175—180 m Höhe, 75 -80 m ü. T., dicht mit Schottern bestreut, am Waltersberg unmittelbar östlich der Ruine Krukenburg bei Helmarshausen (151). Ob der westlich der Ruine bogenförmig gegen Osten geöffnete 20—25 m hohe Steilhang einen Prallhangrest

des Hauptterrassentales darstellt, ist bei der Kleinheit der vorliegenden Form nicht sicher zu entscheiden.

Aus den Verhältnissen am Mittelberg bei Helmarshausen schließe ich, daß der Mäander zur Mittleren Hauptterrassenzeit angelegt wurde und sich dann beim Einschneiden weiter ausbildete. Die Abschnürung des Mittelberges zum Umlaufberg erfolgte in der Unteren Hauptterrassenzeit.

Am Eichenberg bei Wülmersen dürfte die Anlage des Mäanders etwas jünger sein. Die Mäanderschlinge scheint jedenfalls noch während der Talvertiefung zur Mittelterrassenzeit vom Flusse benutzt worden zu sein; denn in der Einsenkung östlich vom Eichenberg liegt Lehm, der dem Anschein nach in größerer Mächtigkeit die alte Talschlinge verhüllt; vielleicht ist die Talvertiefung dort sogar bis zum Oberen Mittelterrassenniveau vorgeschritten. Da dies jedoch nicht ohne genaue Kenntnis der Mächtigkeit des Lehms entschieden werden kann, ist diese Auffassung in der Karte nicht dargestellt worden.

Für ältere Anlage der Mäander des Unterlaufs oder für eine Vererbung von einer höheren Fläche haben wir keine Anzeichen. Die Lage der heutigen Talmäander zu den fossilen zeigt nicht, daß wir sie als Fortbildung der fossilen aufzufassen haben; wahrscheinlich sind die heutigen Talmäander von der Aufschüttungsfläche des Mittelterrassentales vererbt und weitergebildet.

Auf der sich westlich der Ruine Krukenburg erstreckenden Fläche in rund 200 m Höhe finden wir im Oberen Hauptterrassenniveau vereinzelte Streuschotter, die in ähnlicher Höhenlage wie die Schotterreste westlich von Carlshafen am Kaiserstein (155) und ein großes Schotterlager am Strauchberg östlich von Herstelle in 190 m Höhe (156) liegen. Die beiden letztgenannten Reste sind Weserablagerungen, die auch in dem Siegert'schen Terrassenschema erscheinen (Siegert 1921).

Das Längsprofil der Diemelterrassen (Tafel 16) zeigt, daß der Abstand aller drei Hauptterrassenstufen voneinander und von der Talaue von Haueda ab gegen die Mündung hin zunimmt. Der starken Divergenz der Oberen Hauptterrasse steht eine schwächere der Mittelstufe und eine noch schwächere der Unterstufe gegenüber. So liegt z. B. die Obere Hauptterrasse im Unterlauf 40 m höher über dem heutigen Talboden als im Mittellauf.

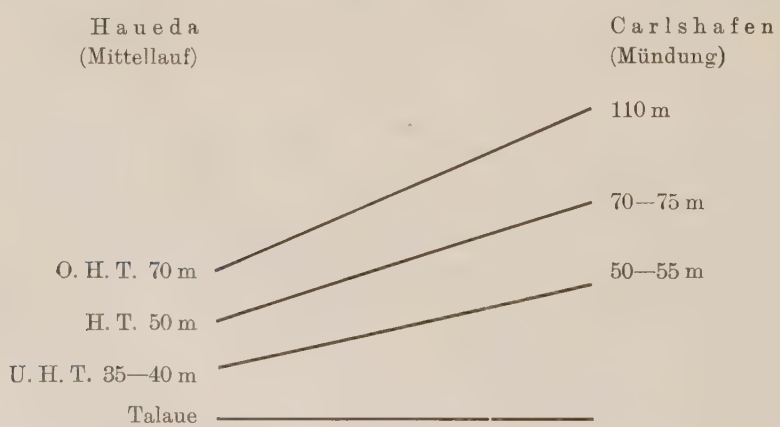


Abb. 2. Relative Höhenlage der drei Hauptterrassenstufen über dem Talboden

Hauptterrasse oberhalb von Scherfede

Oberhalb von Scherfede sind die Hauptterrassen nur unter großen Schwierigkeiten zu verfolgen. Zwar sind eine ganze Reihe von Flächenresten in verschiedenen Höhenlagen, die dem Hauptterrassenniveau entsprechen, festzustellen. Die Unterscheidung von Unter- und Mittelstufen ist jedoch nicht mehr möglich. Die Beschotterung ist im besten Falle als „dichte Streuschotterung" zu bezeichnen. Daß diese Streuschotter im Gebiet oberhalb von Scherfede mit Vorsicht bewertet werden müssen, ist oben (s. S. 367) begründet worden.

Oberhalb der Hoppeckemündung tritt das Hauptterrassenniveau an der Hoppecke nördlich von Bredelar bei Punkt 328,2 ziemlich breit entwickelt, begünstigt durch ausstreichende Kulmtonschiefer, in der ackerbedeckten Fläche in rund 50 m ü. T. auf. In ähnlicher Höhe hat sich ein kleiner Rest bei der Einmündung der Hoppecke in die Diemel auf der linken Talseite bei Punkt 324,4 (5 a) erhalten, da er über den Kieselschiefern angelegt war, die man im Bahneinschnitt aufgeschlossen findet. Von dieser kleinen Fläche steigt man durch den Wald steil empor zu einer höheren in 350 m, 85 m ü. T., die auch an dem von Punkt 372,1 nach Osten gegen Lehmstoß verlaufenden Sporn zu erkennen ist (5). Gut ausgebildet ist die Hauptterrasse innerhalb des großen Mäanders der Niederterrassendiemel zwischen Lehmstoß und Marsberg, wo südlich der Landstraße in rund 55 m ü. T. eine Felsterrasse mit einzelnen Schottern erhalten ist (8). Nördlich der Landstraße bemerkt man in etwa 325 bis 330 m Höhe einen deutlichen Gehängeknick (7). Während die milden Kulmtonschiefer nunmehr auf die rechte Talseite übergreifen, wo sie unter der Zechsteinbedeckung den steilen Prallhang der Diemel am Eresberg bilden, treten auf der linken Talseite Grauwackenhöhen mehr an den Fluß heran. Unmittelbar über dem Steilhang, an dem die „Via regis" entlangführt, treffen wir in 335—340 m Höhe, 90 m ü. T., einen kleinen Flächenrest (13), der wahrscheinlich der Oberen Hauptterrasse angehört. Das Hauptterrassental ist hier und auch weiter unterhalb zwischen dem Rand des Zechsteinplateaus (Bilstein 387,7 m) und den Grauwackenhöhen (Haardt 436 m, Österholz 380 m) stark eingeengt und war nicht mehr als 1 km breit. Die starke Zerschneidung durch die zahlreichen Nebenbäche der Diemel hat hier die Hauptterrasse fast völlig zerstört. Am Sporn westsüdwestlich von Rummekenmühle tritt in etwa 70 m ü. T. ein deutlicher Gehängeknick auf (16). Eine Fläche ist auf dem westlich von Diemelsberg bei Westheim gelegenen, durch zwei Bacheinschnitte abgetrennten Sporn in 325 m Höhe, 95 m ü. T., ausgebildet, auf der sich vereinzelt Streuschotter finden, auch am Diemelsberg tritt eine ähnliche Fläche auf (21). Mit größerer Sicherheit lassen sich bei Westheim auf beiden Talseiten Flächenreste mit dichterer Streuschotterung in 55—60 m ü. T. als Hauptterrassenreste bezeichnen. Sie liegen am Hoppenberg auf der linken (24), am Büchenberg und Platzberg auf der rechten Talseite (23 und 27) zwischen der 285—290 m Höhenlinie. Geht man vom Platzberg bei Westheim in südlicher Richtung weiter, so trifft man westlich der Feldwegkreuzung bei Punkt 307 ziemlich viele Streuschotter in etwa 95 m ü. T. (26); ebenfalls auf der linken Talseite auf der Fläche am Dahlberg und auf dem Hoppenberg (29). Weiter unterhalb ist das Hauptterrassenniveau dann lediglich durch einen Gehängeknick am Sporn ostsüdöstlich vom Meierberg (34) in rund 100 m ü. T. und am Sporn zwischen Wäschebach und Heubach (35) in gleicher Höhenlage vertreten. Breiter ist das Hauptterrassental südwestlich von Wrexen

entwickelt, da durch die das Tal unterhalb einengenden Muschelkalkhöhen die Seitenerosion in den Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins begünstigt wurde. So treffen wir 2 km südlich der Brücke in Wrexen unmittelbar südlich der Straße Wrexen—Rhoden auf einer durch Abtragung etwas isolierten flachen Kuppe in 250—255 m Höhe, 50—55 m ü. T., ziemlich viele Streuschotter an (40). Möglicherweise stellt auch der 260 m hohe Steinberg südsüdöstlich von Wrexen einen Rest dieses Niveaus dar; die Buntsandsteinklippe bei Punkt 251,6 südwestlich von Wrexen paßt sich in diese Fläche ein. Am letzten Punkt findet man viele bohnengroße völlig abgerollte Milchquarze, die dem gröber entwickelten Bausandstein entstammen und nicht durch die Diemel herantransportiert sind. Auf der Klippe bei Punkt 251,6 stehend erblickt man deutlich etwas weiter westlich und nordwestlich in Richtung der Mißgunstmühle zwei 10—15 m tiefer gelegene Flächenstücke (37); westlich vom Klußberg nördlich der Kupfermühle liegt ein Rest in gleicher Höhe auf der linken Talseite (38), ebenfalls 300 m nördlich von Wrexen auf der linken Talseite in der Nähe der Klusmühle 41). 500 m nördlich dieser Mühle erreicht man mit deutlichem Anstieg zu 245 m Höhe eine mit Streuschottern bedeckte Fläche in 55 m ü. T. (43). Weiter unterhalb treten die Hauptterrassenreste weiter vom Fluß zurück. Auf dem von Scherfede gegen Westnordwesten ansteigenden Feldweg erreicht man oberhalb Punkt 273,2 eine Fläche, die in 275 m Höhe, 80 m ü. T., dünne Streuschotterung aufweist (45). Tiefer zwischen 55—60 m ü. T. liegen ein breites, schotterbestreutes Flächenstück 500 m nördlich von Scherfede (46) sowie dünne Streuschotterung am Krüsenberg (50) bei Rimbeck auf dem linken Ufer, während auf dem rechten Ufer an dem aus Röt bestehenden Nordabhang des Leuchteberges (49) eine durch ein kleines Waldstück markierte Hangverflachung zu erkennen ist. Nach längerer Unterbrechung finden sich erst wieder bei Germete weitere Hauptterrassenreste, die bereits beschrieben sind.

Bei der Betrachtung des Längsprofils der Hauptterrasse oberhalb von Scherfede ergibt sich, daß die Mittlere Stufe ohne wesentliche Änderung der Höhenlage über der Talsohle bis an den Rand des Sauerlandes verfolgt werden kann; die Unterstufe der Hauptterrasse ist oberhalb von Wrexen nicht mehr festzustellen. In der Gefällskurve der Oberstufe der Hauptterrasse macht sich in der Gegend des präkretazeisch angelegten Hardehauser Abbruchs eine Störung bemerkbar, die den oberhalb von Scherfede gelegenen Teil um etwa 10—15 m emporhebt. In der Mittelstufe der Hauptterrasse ist ein nennenswerter Absatz nicht nachweisbar. Die Störung machte sich auch in den über der Hauptterrasse gelegenen präglazialen Terrassenresten, und zwar mit einem stärkeren Verschiebungsbetrag, bemerkbar.

Die Mittelterrasse

Zwischen Hauptterrasse und heutigen Talboden schiebt sich die Mittelterrasse ein. Große Schotterflächen treten nicht auf, meistens kommen die Flußgeschiebe an Steilrändern unter einer durch Wasserrunsen und Dellen wellig gestalteten Lehmdecke hervor. Der Zufall spielt beim Auffinden solcher Stellen eine große Rolle. Die Mittelterrasse gliedert sich von Haueda bis zur Mündung in zwei Stufen, die als „Untere Mittelterrasse“ (= U. M. T.) und als „Obere Mittelterrasse“ (= O. M. T.) bezeichnet werden sollen. Oberhalb von Haueda sind Terrassenreste in der Höhenlage der Oberen Mittelterrasse so selten, daß es fraglich erscheint, ob sie dort ausgebildet gewesen

ist. Da die oberhalb von Haueda vertretene Mittelterrasse die Höhenlage der Unteren Mittelterrasse über dem Talboden beibehält, so ist die Bezeichnung Untere Mittelterrasse auch dort angewandt.

Wir betrachten die Mittelterrasse ausgehend vom Rande des Sauerlandes und schreiten zur Mündung fort.

Mittelterrasse von der Hoppeckemündung bis Haueda

Die Verfolgung der Mittelterrasse beginnt bei der Brücke Bredelar—Giershagen. Dort liegt südlich der Giershagener Mühle in 15 m ü. T. eine kleine mit Schottern überstreute Fläche (1); in etwas größerer Höhenlage ist am Sporn zwischen Diemel und Hoppecke nördlich der früheren Eisenhütte ein schmaler Felsterrassenrest erhalten (3). Unterhalb der Einmündung der Hoppecke tritt die Untere Mittelterrase zum ersten Male deutlich in der mäßig dicht mit Schottern bestreuten Ackerfläche bei Lehmstoß auf dem linken Ufer in 22—25 m ü. T. auf (6). Sie setzt sich nach kurzer Unterbrechung etwa 1 km flußabwärts zwischen Johannisbrücke und Kuhbrücke an dem Mäanderkopf mit einem dem Kulmtonschiefer aufgelagerten Schotterpaket (9) bis etwa zur Idiotenanstalt fort. In der Grube der Lümpinselschen Ziegelei (11) ist am westlichen Steilrand folgendes Profil zu erkennen: In 273 m Höhe, 21 m ü. T., lagern dem Kulmtonschiefer Diemelgerölle in 1,5 m Mächtigkeit auf, die nach oben in Abhangschutt übergehen. Die südlich der Straße gelegene Ziegeleigrube enthält 6—8 m gelblich bräunlichen Lehm mit vereinzelten Geröllen, darunter liegt interglazialer Torf über grauem Ton (Paeckelmann, Erl. Bl. Marsberg, Manusk.). Deutlich tritt die Mittelterrasse dann in 20 m ü. T. unterhalb der Marsberger Eisenbahnbrücke auf dem linken Ufer auf (14), wo die Schotter ungewöhnlich grob entwickelt sind. Nach kurzer Unterbrechung setzt sie sich gegenüber der Papierfabrik fort (18). In dem engen Tal oberhalb Westheim ist die Mittelterrasse schlecht entwickelt oder erhalten (22,28). Bei Westheim finden wir auf beiden Talseiten mit Streuschottern überdeckte Flächenreste in 35—40 m ü. T., und zwar am Nordostabhang des Büchenberges (25) sowie nördlich vom Bahnhof Westheim bei Punkt 265. Unmittelbar unterhalb Westheim tritt die Unterstufe auf der linken Talseite auf als leichtwellige Fläche, die durch dichte Beschotterung ausgezeichnet ist. Sie zieht sich etwa 2 km bis zur Försterei Jägerpfad hin (31,32). In der Talverengung zwischen Meierhagen und Biggenkopf ist die Mittelterrasse nicht erhalten. Der von Lehm bedeckte Felssockel der Unterstufe war 1932 in einer Baugrube am südwestlichen Dorfausgang von Wrexen in 18 m ü. T. gut aufgeschlossen (39). Einen Rest der Unterstufe stellt das mindestens 2 m mächtige Schotterlager dar, das auf dem linken Ufer zwischen Klusmühle und Scherfede in dem Hohlweg, der nordwestlich der Landstraße verläuft, aufgeschlossen ist (44). Auf dem rechten Ufer am gegenüberliegenden Hang hat es eine Entsprechung (42). Streuschotter treten bei den Häusern der Beamtenkolonie südwestlich von Scherfede in 210—215 m Höhe, 25—30 m ü. T., auf, die der Oberen Mittelterrasse angehören, wenn sie nicht von höheren Terrassen verrollt sind. In verhältnismäßig geringer Höhe, 12—15 m ü. T., treten bis an das Alluvium heranreichend die Mittelterrassenschotter beim Scherfeder Friedhof auf (47). Sie ziehen sich bis Rimbeck hin, wo sie bis zu 210 m d. h. 30 m ü. T. reichen. Dieses Verhalten legt mit Rücksicht auf die in dieser Gegend festgestellte Störung der Oberen Hauptterrasse die Frage nahe, ob die Mittelterrassenschotter hier infolge tektonischer Versenkung etwa bis unter das Alluvium

hinabreichen. Bohrergebnisse sind an dieser Stelle nicht bekannt. Die Mächtigkeit der Ablagerungen in der Talsohle scheint das für Niederterrasse und Alluvium übliche Maß von 3—4 m nicht zu überschreiten.[7]) Das Hinabreichen der Basis der Mittleren Terrasse unter die Niederterrasse, wie es an der Weser von Grupe festgestellt ist, ist an der Diemel nicht sicher zu beobachten oder belegt. Bei allen deutlichen Aufschlüssen der Unteren Mittelterrasse ist ein Felssockel in 14—20 m ü. T. zu erkennen. Die Schotter am Friedhof von Scherfede halte ich für verrollt.

Die Untere Mittelterrasse auf dem linken Ufer zwischen Rimbeck und Ossendorf ist durch spätere Abtragung und Lehmbedeckung verwischt. Vielleicht stellt die südlich von Nörde zwischen Ortschaft und Eisenbahn in 200—205 m Höhe gelegene breite Fläche einen Rest der Unteren Mittelterrasse dar. Die Breitenentwicklung des Unteren Mittelterrassentals betrug etwa 2—2,5 km. Besser ist die Untere Mittelterrasse auf der gegenüberliegenden Talseite erhalten. Ein großer Teil der welligen Fläche am Asseler Bruch in 185—195 m Höhe gehört dazu. Ein Schotterlager 750 m westlich der Brücke Ossendorf—Wethen (52) läßt die Höhe der Auflagerungsfläche der Schotter in rund 187—190 m, 15 m ü. T., erkennen. Dünne Streuschotterung befindet sich mehrfach auf der Fläche am Asseler Bruch. Der kleine, von einer dünnen Wellenkalkplatte bedeckte 205 m hohe Vietenberg (51) ist vielleicht als ein etwas erniedrigter Rest der Oberen Mittelterrasse zu betrachten. Deutliche Unterstufenreste mit mittlerer Streuschotterung liegen über dem Steilhang der Kliftmühle (53) und auf der Fläche in rund 190 m Höhe am Dorfausgang von Ossendorf nach Warburg (53).

Auf der nun folgenden etwa 15 km langen Strecke bis Haueda sind nur kleine Reste als schmale Leisten erhalten. Der einzige deutlich bestimmbare Rest liegt im Winkel zwischen Diemel- und Twistemündung; dort tritt die Untere Mittelterrasse als Felssockel mit dünner Schotterstreuung in 174 m Höhe, 14 m ü. T., auf (66). An demselben Sporn ist eine kleine sanft geneigte Fläche in 25—30 m ü. T. ausgebildet, die vielleicht einen Rest der Oberstufe darstellt. Zur Mittelterrasse des Twistetals gehört die Fläche am westlichen Rand der Talsohle gegenüber der Luhmühle bei Wormeln (66). Ob sich unter der Lößlehmbedeckung des flachen Hanges bei der Johannismühle Mittelterrassenreste verbergen, ist nicht sicher zu entscheiden.

Zwischen Dalheim und Haueda ist das durch steile Trochitenkalkhänge eingefaßte Mittelterrassental auf einer 4 km langen Strecke ganz außergewöhnlich schmal. Die Talsohle ist kaum 180 m breit. Unterhalb der Kuhlemühle liegt auf der rechten Talseite eine Hangverflachung in rund 15 bis 20 m ü. T. mit spärlicher Schotterbestreuung als einziges Anzeichen für das Durchziehen des Mittelterrassenniveaus (78).

Mittelterrasse von Haueda bis Carlshafen

An der Eggelmündung weitet sich das Mittelterrassental auf der rechten Talseite; die Terrassenreste liegen bis zu 800 m vom Fluß entfernt. Von hier ab tritt eine deutliche Zweigliederung der Mittelterrasse ein.

Am Westausgang von Haueda nördlich der Bahn ist ein kleiner Rest der Unteren Mittelterrasse erhalten (88). Bei Ausschachtungsarbeiten war im Sommer 1932 der Felssockel, anscheinend Wellenkalk, unter 2 m mächtiger

7) Mitteilung des Kulturbaubeamten in Minden.

Lehmbedeckung in 160 m, 13 m ü. T., zu erkennen. Streuschotter sind in mittlerer Dichte zu beobachten. Kreuzt man von dort aus die Bahnlinie beim Haltepunkt, so erreicht man in 25 m ü. T. eine südlich der Bahn beiderseits der Straße nach Grimelsheim ausgebildete Fläche, die die Oberstufe der Mittelterrasse darstellt (87). Ein guter Aufschluß der Unteren Mittelterrasse befindet sich auf dem linken Ufer bei Haueda, etwa 200 m unterhalb der Brücke links vom Feldweg nach Liebenau (91). Versteckt durch Gebüsch und einen Gerätestapel treten unter der Lehmbedeckung in 160—163 m Höhe, 15—18 m ü. T., auf Wellenkalk 2—3 m mächtige Schotter auf, die durch kalkhaltige Lösungen zu einem nagelfluhartigen, festen Gestein verkittet sind. Streuschotter ziehen sich von diesem Schotterlager über 700 m in gleicher Höhenlage ü. T., etwa dem Feldweg folgend, bis zu dem tiefen Wasserriß weiter (91, 96). Damit erweist sich ein großer Teil des nördlichen Hanges zwischen Haueda und Liebenau als der Mittelterrasse zugehörig. Reste von Oberen Mittelterrassenschottern waren in den Wasserrissen nicht nachzuweisen. Die rechte Talflanke zwischen Haueda und Liebenau weist nur südlich vom Bahnhof Liebenau einen 28 m ü. T. gelegenen Flächenrest der Oberen Stufe auf (94).

In dem anschließenden Talabschnitt bis Ostheim erreicht das Mittelterrassental infolge Schlingenbildung große Breitenentwicklung; erst in der Niederterrassenzeit ist mit Abschnürung des Ostheimer Umlaufberges eine Begradigung des Tales erreicht. Die Anlage des Oberen Mittelterrassentales und des Ostheimer Mäanders erfolgte in der Nähe der Schichtgrenze des Oberen Wellenkalks zum Mittleren Muschelkalk; das Tal war mindestens 1,5 km breit. Das Untere Mittelterrassental verengte sich zwischen Königsberg und Ostheimer Umlaufberg mit dem Einschneiden in den Wellenkalk auf die Hälfte.

Die Reste des Oberen Mittelterrassentalbodens wirken noch heute bestimmend auf das Talbild, wie man bei einem Blick vom Königsberg bei Ostheim erkennt. Der Ostabhang des Königsberges macht zunächst den Eindruck eines flachen Gleithanges, in Wirklichkeit liegt dort unter einer mächtigen Lehmbedeckung ein Prallhang der Mittelterrassendiemel; im Bahneinschnitt unmittelbar östlich der Überführung ist der Prallhang in etwa 8 m Höhe deutlich aufgeschlossen.

Der Königsberg ist von einem Schotterlager bedeckt (101). Die Auflagerungsfläche auf Wellenkalk liegt, am steilen Westabhang erkenntlich, in 175 m Höhe, 30 m ü. T. Obere Mittelterrassenreste erkennt man auf der schmalen, langgestreckten, nur von Streuschottern bedeckten Fläche des Ostheimer Umlaufberges (102) in 170 m Höhe,[8]) sowie westlich der Warme, 750 m südöstlich von Liebenau (97). Dort ist auch die Unterstufe vertreten (98). Der südliche Hang des Ostheimer Umlaufberges trägt in 153—156 m Höhe, etwa 14—18 m ü. T., ein dichtes Schotterlager, das durch besonders große Gerölle, in erster Linie Gangquarze, auffällt und zur Unteren Mittelterrasse gehört (103). Ein weiterer Unterer Mittelterrassenrest liegt beim Gehöft „zu Liebenau" (100).

Das Mittelterrassental verschmälert sich von Ostheim bis nach Eberschütz auf 1 km für das Obere Mittelterrassental, auf 500—600 m für das

8) Bei der Höhenzahl des Meßtischblattes 152,6 handelt es sich offenbar um einen Druckfehler, wie sich aus Visierungen ergibt; auch die Führung der Höhenlinien widerspricht der eingedruckten Höhenziffer.

Untere Mittelterrassental. Stark verwischte Untere Mittelterrassenreste liegen zwischen der Straße Ostheim—Lamerden und der Eisenbahn (107). Besser ist die Obere Mittelterrasse auf dem Sporn westlich von Lamerden — Auf der Schanze — zwischen Diemel und Alsterbach in 163—165 m Höhe, 30 m ü. T., in einem kleinen Rest mit Schotterstreuung mittlerer Dichte erhalten (109). Der im Talbild am besten hervortretende Mittelterrassenrest zwischen Ostheim und Eberschütz liegt auf dem rechten Ufer etwa 1 km östlich von Lamerden, südlich vom Eisenbahneinschnitt (115). Es handelt sich anscheinend um ein Gleithangvorkommen, da die Beschotterung von 15—35 m ü.T. reicht. Gut erkennbar ist der Aufbau der Unteren Mittelterrasse in einem künstlichen Aufschluß an der Straße Eberschütz—Lamerden etwa 500 m westlich vom Dorfausgang Eberschütz (117). An der steilen nördlichen Straßenböschung tritt gelegentlich zwischen Gebüsch und Dornhecken der Wellenkalksockel hervor, der bis 15 m ü. T. reicht und von 2—3 m mächtigen Schottern und Sanden überlagert wird; die Schotter widerstehen infolge einer gewissen Verkittung der Abtragung mehr als gewöhnlich.

Sielen liegt auf dem Schuttfächer mehrerer, das nördliche Talgehänge zerfurchender Erosionsschluchten, die hier „Grund" genannt werden. Die schmale, ebene Sohle der Gründe ist von Lehm, mit Gehängeschutt vermischt, bedeckt. Die Lehmtalsohle der Gründe läuft durchweg auf die Untere Mittelterrasse aus. Die kürzeren Gründe führen nur in seltenen Fällen Wasser, nur die größeren stehen durch einen schmalen, scharf eingerissenen Abzugskanal mit dem Fluß in Verbindung. Die Untere Mittelterrasse läßt sich also deutlich in die kleinen Nebentäler hineinverfolgen in Übereinstimmung mit den von Grupe (1929, S. 45) an der Weser geschilderten Verhältnissen. Wir finden jedoch auch auf die Obere Mittelterrasse ausmündende Trockentälchen, und zwar bei Eberschütz auf der rechten Talseite, hier jedoch ohne Lehmsohle mit V-förmigem Querprofil in Wellenkalk eingeschnitten. Nach allem ist anscheinend seit der Mittelterrassenzeit eine Verminderung der Erosionsintensität des Flusses eingetreten. Da solche Tälchen vornehmlich im Muschelkalkgebiet auftreten, dürfte die Gesteinsbeschaffenheit eine Rolle spielen neben klimatischen Ursachen.

Auf dem rechten Ufer, unterhalb von Eberschütz sind morphologische Mittelterrassenreste auf dem flachen, aus Röt bestehenden Sporn zwischen Diemel und Esse, nördlich und westlich von Hümme, zu erkennen. Es sind zwei Stufen festzustellen: die Untere Mittelterrasse in 135—140 m Höhe, rund 15 m ü. T., mit wenigen Streuschottern (121), und die Obere Mittelterrasse in 150—155 m, 25—30 m ü. T. (120), auf der abgerollte Tertiärquarzite liegen. Am Westabhang des Reinhardswaldes zwischen Hümme und Trendelburg finden wir keine Mittelterrassenreste. Zur Erklärung kommen dieselben Ursachen wie für das Fehlen der Hauptterrasse in Frage (s. S. 376).

Der Aufschluß, der über den Aufbau der Unteren Mittelterrasse am besten unterrichtet, befindet sich am Steilhang der Diemel und in scharf eingerissenen Tälchen südlich der Straße Sielen—Trendelburg etwa 750 m vom Dorfausgang Sielen entfernt (123).

Es handelt sich um ein 2—3 m mächtiges, durch kalkige Lösungen zu einem Konglomerat verkittetes Schotterpaket, das in 15—16 m ü. T. dem Röt auflagert und von einer 5—8 m mächtigen Lehmschicht überdeckt wird. Vom Steilrand der Diemel ist das Schotterpaket 10—20 m weit in die Kerbschluchten zu verfolgen, die Auflagerungsfläche ist mehr oder weniger horizontal; dasselbe erkennt man am Steilhang der Diemel, wo das Schotterkonglomerat aus dem Lehm hier und da

hervortritt und sich mit Unterbrechungen etwa 300 m weit verfolgen läßt. Eine stärkere Abtragung oder Verwitterung der Schotter v o r der Ablagerung des Lehms ist hier und auch in anderen Aufschlüssen nicht zu erkennen, doch mag die Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse mit dazu beitragen.

Von Trendelburg bis Wülmersen bestimmen die innerhalb der Maänderschlingen gut erhaltenen Mittelterrassenreste wesentlich die Züge des Talbildes. Der ebene Rötsockel, der bei der Ruine Siechenkirche zwischen Sielen und Trendelburg (124) mehrfach unter der Lehmdecke zum Vorschein kommt und den Steilrand gegen die Diemel bildet, ist bei seiner Höhenlage von etwa 30 m ü. T. als Obere Mittelterrasse anzusprechen.

Die Talenge bei der Trendelburger Brücke ist kaum 100 m breit, eine der engsten Stellen unterhalb von Marsberg überhaupt; sie wird beiderseits von Höhen gebildet, die am linken Ufer mit steilem Anstieg bis zum Unteren Hauptterrassenniveau (Trendelburg 165 m, 50 m ü. T.) auf dem rechten Ufer weit darüber hinaus reichen; weiter unterhalb am Steinberg bei Deisel (131) und bei „Die Kehrlinge“ (136) sind sowohl Mittelterrassental als auch heutige Talsohle breiter entwickelt. Ich führe diese Enge auf die Widerständigkeit des Bausandsteins zurück und habe deshalb keine Bedenken, anzunehmen, daß das Mittelterrassental der Lage nach der heutigen Talschlinge folgte. Will man jedoch im Gegensatz dazu annehmen, daß das Mittelterrassental in etwa 150 m Höhe über den heute stark erniedrigten, aus Röt bestehender Hals hinwegführte, so ist das spätere Einschneiden an der Stelle der heutigen Talschlinge in den Bausandstein hinein nur zu erklären, wenn dieses Einschneiden von einer bis zur Höhe des heutigen Mäanderkopfes emporreichenden Schotteraufschüttung erfolgte, d. h. die Mächtigkeit der Aufschotterung der Oberen Mittelterrasse müßte 15 m betragen haben. Der Betrag erhöht sich um weitere 10—15 m, wenn man auch das Untere Mittelterrassental über den Mäanderhals gehen läßt.

Auf dem schmalen, bis zu etwa 10 m ü. T. erniedrigten Hals von Trendelburg sind keine Schotter zu finden. Die Untere Mittelterrasse tritt zwischen Trendelburg und Deisel auf dem linken Ufer unter starker Lößbedeckung — über Röt als Untergrund — mit steiler Kante an die Niederterrasse heran (128). Beim Felsenkeller am Steinberg bei Deisel (130) ist die Auflagerungsfläche auffallend grober Schotter an der Straße in 130 m, 15 m ü. T., zu erkennen. Der Steinbruch am Mäanderkopf des Steinberges bei Deisel (131) bietet einen guten Aufschluß der Oberen Mittelterrasse. Durch Abraumarbeiten war 1933 ein Teil des alten Talbodens entblößt. Die Auflagerungsfläche der 2—3 m mächtigen Diemelschotter auf dem Bausandstein liegt in 140 m Höhe, 25 m ü. T., für einen Oberen Mittelterrassenrest auffällig niedrig. Als verlagerte Schotter oder Gleithangschotter der Unteren Mittelterrasse sind die am Sporn des Kesselberges östlich von Deisel (135) zwischen 15 m ü. T. und der Talaue auftretenden Schotter zu deuten; in ähnlich tiefer Lage kehren sie auch an der Straße zwischen Deisel und Wülmersen am Fuße von „Die Kehrlinge“ wieder. Der Obere Mittelterrassentalboden erscheint in breiter Entwicklung bei „Die Kehrlinge“ (136) in 145—150 m Höhe, der auf 133 m erniedrigte Hals ist unbeschottert, während die übrige Fläche vereinzelte Streuschotter aufweist.

Weiterhin treten fragliche Reste der Unteren Mittelterrasse an der Bremer Straße nördlich vom „Knickgraben“ in 135 m Höhe, 25 m ü. T., auf, ein deutlicher Oberer Mittelterrassenrest mit dichter Streuschotterung in 145 m Höhe, 38 m ü. T., 750 m nordöstlich von Wülmersen am bewaldeten

Steilhang (139) und gegenüber auf dem linken Ufer ein dünn beschotterter Oberer Mittelterrassenrest in gleicher Höhe etwas nordöstlich der Kurve der Bremer Straße. Das Mittelterrassental verschmälert sich gegen die Mündung mehr und mehr. Ein undeutlicher Oberer Mittelterrassenrest liegt auf dem schmalen Sporn an der linken Talseite gegenüber von der „Mordkammer" (142) mit spärlicher Beschotterung in gleicher Höhe wie die beiden letztgenannten Reste, rund 40 m ü. T.; an demselben Sporn ist auch die Untere Mittelterrasse durch einen Gehängeknick (143) mit spärlichen Streuschottern angedeutet. In dem Engtal zwischen Helmarshausen und Carlshafen ist die Mittelterrasse durch die Erosion der Niederterrassendiemel fast völlig beseitigt. Eine letzte wegen der Lehmbedeckung nicht sicher zu bestimmende, wahrscheinlich zur Unteren Mittelterrasse gehörende Fläche tritt nordöstlich vom Waltersberg auf der linken Talseite (154) in 15 m ü. T. auf.

Die Gefällskurve der Mittelterrasse schließt sich im ganzen der des heutigen Flusses an. Abweichungen in den Ausmaßen wie bei der Hauptterrasse sind nicht zu erkennen. Da das Gefälle des heutigen Flusses keineswegs ausgeglichen ist, so erklären sich kleinere Schwankungen der relativen Höhe der Mittelterrasse, soweit nicht Unebenheiten der Unteren Mittelterrassensohle die Ursache sind. Gerade Flüsse, die in quer zur Haupttalrichtung einfallenden Schichten fließen, haben oft eine geneigte Sohle.

Die Talsohle

Unterhalb der Mittelterrasse dehnt sich die Talsohle aus, die sich in Aue und Niederterrasse (= N. T.) gliedert. Da die Trennung nicht überall durchzuführen ist, die Niederterrasse auch anscheinend nicht durchlaufend und oberhalb von Westheim überhaupt nicht ausgebildet ist, sollen beide im Zusammenhang besprochen werden.

Eine Talsohle ist am ganzen Fluß ausgebildet, doch ist ihre Breite starken Schwankungen unterworfen. Die Talsohle ist bis Heringhausen durchschnittlich 50—80 m, bis Padberg etwa 100 m und von da ab ziemlich gleichmäßig rund 200 m breit. Unterhalb von Marsberg verbreitert sie sich auf etwa 300—400 m. Unterhalb von Westheim weitet sich mit dem Eintritt in den Mittleren Buntsandstein die Talsohle bis zu 800 m, verengt sich bei Wrexen auf 350 m und geht dann allmählich in die unterhalb von Scherfede rund 1 km, bei Ossendorf etwa 2 km breite Niederung über, die durch das Auftreten des Röt der Scherfeder Staffel und des Keupers des Rimkecker Senkungsfeldes bedingt ist. Darauf folgt nach dem nur 250 m breiten Engpaß zwischen Muschelkalkhöhen (Heinberg und Steiler Berg) bei Wethen mehrmaliger Wechsel von Weitung bis über 500 m bei Germete und Einengung bis unter 200 m an der Mündung der Twiste in engem Zusammenhang mit dem Wechsel der Widerständigkeit der im Gebiet der geologischen Achsen gestörten Gesteine. Nachdem der Fluß die 2,5 km lange, beim Eisenbahnviadukt oberhalb von Haueda nur 180 m breite Enge verlassen hat, bildet er von Liebenau bis Eberschütz eine selten über 400 m breite sanftgewundene Talsohle, an die sich bei Sielen und Stammen eine auf 1—1,5 km ausgedehnte Niederung im Röt anschließt. Das Einschneiden des Tales in den Bausandstein, der bei Trendelburg beide Ufer bildet, ruft eine kaum 100 m breite Einengung der Talsohle hervor, durch welche die Diemel mit starkem Gefälle in die unterste Talstrecke übergeht. Mit weit aus-

holenden Kurven greifen dort die Mäander nach Westen in die aus Röt bestehende linke Talflanke ein, so daß an mehreren Stellen die Sohlenbreite bis zu 800 m beträgt. Zwischen diesen Erweiterungen verengen die vorspringenden, aus Bausandstein bestehenden Mäanderköpfe den Talgrund auf 200 m bis herab zu 120 m Breite an der Mündung.

Über die Mächtigkeit und den Charakter der Ablagerungen in der Talsohle geben einige Bohrungen Auskunft[9]). Beim Warburger Wehr und bei der Altstädter Brücke wurden bis durchschnittlich 5 m Tiefe unter 1—2 m Lehm Kies erbohrt. Unterhalb von 5 m geben die Bohrberichte bis zu 12 m Teufe gleichmäßig Ton oder Mergel an. Dabei handelt es sich um das triassische Sockelgestein und nicht um Flußablagerungen. Nach dem geologischen Bau sind unter der Altstädter Brücke Röttone, am Warburger Wehr Muschelkalkmergel zu erwarten. Eine Bohrung in der Gegend der Eisenbahnbrücke Warburg—Arolsen traf widerständige Partien des Muschelkalks. An der Josefseiche unterhalb der Eisenbahnbrücke Warburg—Arolsen wurde in 5,15 m Tiefe, 250 m oberhalb der letztgenannten Brücke, in etwa 3 m Tiefe stellenweise fester Fels erbohrt. Im Gebiet zwischen Scherfede und Germete dürfte im allgemeinen eine Kiesschicht von einiger Mächtigkeit, etwa 3 m, vorhanden sein. Genauere Angaben können darüber nicht gemacht werden, da weitere Bohrergebnisse nicht bekannt geworden sind.

Nach den erwähnten Bohrergebnissen dürften die Aufschüttungen der Talsohle einschließlich des Auelehms im allgemeinen etwa 5—6 m mächtig sein, sodaß die Niederterrasse von der rund 15 m über der heutigen Talaue gelegenen Unteren Mittelterrasse durch eine Erosion von etwa 20 m mit nachfolgender Aufschüttung getrennt ist.

Die Niederterrasse

Die Flußaue im engeren Sinne, in dem die gewöhnlichen Hochwässer Abfluß finden, ist verhältnismäßig schmal. Die Niederterrasse liegt 3—5 m höher. Ausgezeichnet kann man diese Gliederung der Talsohle beim Bahnhof Wrexen beobachten. Zu beiden Seiten der Aue erhebt sich mit 3 m hohem Steilrand die Niederterrasse, die besonders auf dem rechten Ufer eine sehr ebene Fläche bildet; von der 750 m breiten Talsohle entfallen nur etwa 150—200 m auf die eigentliche Aue. Häufig ist die Aue noch schmaler, bei Ostheim zum Beispiel 100—120 m bei 500 m Sohlenbreite. Nicht immer ist der Übergang von der Aue zur Niederterrasse durch einen Steilrand ausgeprägt. Die Grenze zwischen beiden ist noch heute erheblichen Verschiebungen unterworfen.

Flußverlegungen sind noch nach der Korrektion aufgetreten, da die mit der Abkürzung verbundene Gefällssteigerung die Erosionskraft des Flusses verstärkt hat. Die Oberfläche der Niederterrasse ist häufig wellig gestaltet, besonders durch die Schuttkegel der kleineren Bäche. Da die Schuttkegel oft bogenförmig verlaufende Anschnitte durch die Niederterrasse aufweisen, so kann ihre Weiterbildung in der Gegenwart nicht erheblich sein. Die Niederterrasse zieht um den Ostheimer Umlaufberg; das bedeutet gegenüber der heutigen Talaue eine Verlängerung um fast 2 km. Die Niederterrasse ist beim westlichen Dorfausgang von Ostheim später von Lehm- und Gehängeschutteinschwemmungen überdeckt und um einige Meter aufgehöht

9) Mitteilung des Kulturbaubeamten in Minden.

worden. Sonst folgt die Niederterrasse überall dem heutigen Fluß. Im Profil (Tafel 16) und in der Karte (Tafel 15) sind nur einige Beobachtungspunkte der Niederterrasse angegeben, die Einblick in den Aufbau gewähren (104, 108). Fast durchweg zeigt sich unter einer 0,5—1 m mächtigen humosen Lehmschicht ein mit gröberen Sanden vermischter feiner Kies.

Die Niederterrasse entspricht der Unteren Terrasse Grupe's an der Weser und ist wie jene gegenüber der Mittelterrasse durch feinere Bildungen ausgezeichnet. Da die höchsten Hochwässer Teile der Niederterrasse gelegentlich überfluten, trägt sie einen dünnen Schleier alluvialer Bildungen. Wie schon bemerkt wurde, ist die Niederterrasse frei von Löß; es kommen wie an der Weser auf ihr nur unreine Lehme vor. Ihre Bildung fällt in die letzte Eiszeit.

Der Anschluß der Diemelterrassen an die Weserterrassen

Beim Anschluß der Diemelterrassen an die Weserterrassen entstehen eine Reihe von Schwierigkeiten. In den Engtalstrecken beider Flüsse oberhalb von Carlshafen sind die unteren Terrassen fast völlig beseitigt und auch die oberen nur in vereinzelten Resten erhalten, so daß ein direkter Anschluß nicht besteht. Hinzu kommt, daß über die Talbildungsfrage der Weser die erheblich voneinander abweichenden Ansichten von Grupe und Siegert bestehen; Klärung dieser Fragen ist Voraussetzung für die Beantwortung verschiedener Talbildungsfragen auch im Diemelgebiet.

Einige im Diemeltal gewonnene Gesichtspunkte, die zur Klärung dieser Fragen beitragen können, sollen angeführt werden.

Da das Siegert'sche Terrassenschema wegen seines strengen Schematismus den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht wird, so wird von einer Parallelisierung mit den Siegert'schen Weserterrassen abgesehen. Bemerkt sei, daß bei Carlshafen die Unterkante der Siegert'schen interglazialen „Hauptterrasse" (zwischen erster und zweiter Eiszeit) in derselben Höhe liegt wie die Unterkante der Unteren Mittelterrasse der Diemel, die wir der zweiten Eiszeit zuordnen. Die verschiedene Datierung ergibt sich aus der bekannten Auffassung Siegert's, daß die Aufschotterung interglazial sei.

Für die von Grupe (u. a. 1912, 1926) für die Weser vertretene jungpliozäne Talvertiefung bis etwa zum heutigen Talboden mit späterer Aufschotterung während jeder Eiszeit und nachfolgender Ausräumung finden sich im Diemeltal keine Beweise. Vor allem sind bis jetzt keine Ablagerungen eines pliozänen Flusses in der Nähe der Talsohle der Diemel bekannt. Für die Auffassung Grupe's, daß die zwischen den altpliozänen Höhenschottern und der Mittelterrasse festgestellten beschotterten Terrassen morphologische Reste pliozäner Erosionsterrassen seien, auf denen sich Schotter der 70—80 m mächtigen Oberterrassenaufschotterung der ersten Eiszeit erhalten hätten, findet sich im Diemeltal ebenfalls keine sichere Stütze. Bei der Annahme einer 70—80 m mächtigen Oberterrassenaufschotterung müßte der Fluß entsprechend den Geländeverhältnissen eine sehr breite Aufschüttungsebene gebildet haben. Setzt man zum Beispiel für die Gegend von Warburg eine Aufschotterung von 65 m Mächtigkeit über der heutigen Talsohle an, so hätte die Breite der Aufschüttungsebene dort 2—3 km betragen, auf der die Diemel dann mäandrierte. Der bei der erneuten Tiefenerosion wiederaufzufindende Taleinschnitt ist

jedoch noch heute, trotz späterer Abtragung, nur 180—200 m breit und ebenfalls gewunden. Unter solchen Verhältnissen darf man nicht annehmen, daß der Fluß in jedem Fall die schmale Talfurche wiederfindet. Man müßte also mindestens an einigen Stellen epigenetische Talstrecken — d. h. epigenetisch in Hinsicht auf die Aufschüttungsfläche der Grupe'schen „Oberen Terrasse" — erwarten, wo der Fluß eine Engtalstrecke in das feste Gestein eingeschnitten hat, während abseits die durch Schotter erfüllte pliozäne Talrinne, eventuell als Denudationsniederung, zu erkennen ist. Solche epigenetischen Talstrecken sind jedoch an der Diemel und auch, worauf Matz (1930, S. 45) hinweist, an der Weser nicht nachgewiesen.

Man könnte daran denken, die Durchbrüche, die den Mittelberg bei Helmarshausen und den Ostheimer Umlaufberg abtrennen, für epigenetisch zu halten; doch weist der ganze Formenschatz, insbesondere die Anordnung von Prall- und Gleithängen, darauf hin, daß beide durch die normalen Erosionsvorgänge bei der Umlaufbergbildung entstanden sind. Die einzige Talstrecke, für die ich eine Erklärung durch Epigenese zwar nicht für notwendig, aber doch für möglich halte, ist die Talenge bei Trendelburg; es genügt aber dort die Annahme der epigenetischen Talbildung von der Aufschüttungsfläche einer 15 m mächtigen Oberen Mittelterrasse her (s. S. 385).

So bleibt festzustellen, daß die Talvertiefung an günstigen Stellen während der drittletzten Eiszeit bis zu etwa 40 bis 50 m über dem heutigen Talboden vorgeschritten war. Dieses Ergebnis steht in Einklang mit den Verhältnissen an der Innerste, wo Spreitzer (1931) nur an besonders begünstigten Stellen des Nettetales eine vorglaziale Talvertiefung bis unter die heutige Talaue feststellen konnte.

Wenn für das Diemeltal eine durchgehende pliozäne Talvertiefung bis etwa zum heutigen Talboden aus den genannten Gründen nicht anzunehmen ist, so sei doch angedeutet, daß man alle Schotterreste der drei Hauptterrassenstufen, also zum Beispiel bei Warburg die zwischen 200 und 245 m gelegenen, als Reste einer einheitlichen Aufschotterung der drittletzten Eiszeit ansehen kann. Damit wäre eine gewisse Annäherung an das Grupe'sche Talbildungsschema der Weser erreicht. Die Stufung der Hauptterrassen könnte man dann etwa in der Art erklären, wie sie hier (S. 390) für die Mittelterrasse ausgeführt wird. Beachtet man indes die ausgezeichnete Talboden- und Prallhangentwicklung des Hauptterrassentales im Unterlauf (Tafel 15) sowie die gut entwickelten drei Hauptterrassenstufen bei Warburg, so wird man m. E. den morphologischen Tatsachen ungezwungen gerecht, wenn man eine stufenweise Eintiefung mit Aufschotterung annimmt.

Ein direkter Anschluß der Diemel-Mittelterrasse an die Weserterrassen ist nicht zu gewinnen, da nicht nur im Diemeltal, sondern auch in der Enge des Wesertals bei Carlshafen die Mittelterrasse durch die Niederterrassenerosion beseitigt ist. Bei Verlängerung des Längsprofils der Unteren Mittelterrasse bis zur Mündung und aus ihrer relativen Höhenlage ü. T. ergibt sich, daß sie mit der durch von Linstow (1930, S. 67) erwähnten Weserterrasse bei Lippoldsberg oberhalb der Diemelmündung, wahrscheinlich auch mit der Unteren Mittelterrasse der Fulda (Schwarz 1932, S. 533) parallesiert werden kann. Auf die gleiche Höhenlage der Unterkanten der Siegert'schen „Hauptterrasse" und der Unteren Mittelterrasse der Diemel ist bereits hingewiesen worden (s. S. 388).

Gewisse Schwierigkeiten bestehen bei der Parallelisierung mit Grupe's „Mittlerer Terrasse". Die Grupe'sche „Mittlere Terrasse" an der Weser ist in morphologischer Hinsicht eine ausgesprochene Erosionsterrasse in den Schottern der gleichnamigen Akkumulationsterrasse, die unter die heutige Talaue hinabreicht. An der Diemel dagegen wird die Basis der Unteren Mittelterrasse immer durch einen Felssockel in 15—20 m ü. T. gebildet; ein Herabreichen der Ablagerungen der Mittelterrasse unter die Niederterrasse ist nicht festzustellen. Schotterlager von größerer Mächtigkeit als bis zu 5 m sind nicht gefunden worden, was allerdings eine Folge nachträglicher Abtragung sein kann. Ich neige zu der Ansicht, daß die zwei Stufen der Mittelterrasse in erster Linie Zeugnisse einer stufenweisen Eintiefung sind.

Doch läßt sich die Doppelstufigkeit der Mittelterrasse ähnlich der an der Weser von Grupe und an der Innerste von Spreitzer geschilderten auch im Diemeltal so deuten, daß zunächst nach der Hauptterrassenzeit eine bedeutende Talvertiefung bis auf etwa 15 m über dem heutigen Talboden stattfand. Darauf folgte eine durch das Eiszeitklima bedingte etwa 15—20 m mächtige Aufschüttung bis zur Höhe der Oberen Mittelterrasse, d. h. 25—30 m ü. T. Der auf dieser Aufschüttungsfläche mäandrierende Fluß konnte im Niveau der Aufschüttungsfläche durch Seitenerosion in die Talwände die Erosionsterrassen hineinarbeiten, deren Reste wir heute in 25—30 m ü. T. vorfinden und als O.M.T. bezeichnet haben. Diese Deutung ist notwendig, weil wir an keiner Stelle eine Obere Mittelterrasse mit ausgesprochenem Aufschüttungscharakter finden. Darauf folgte dann die Ausräumung der Mittelterrassenaufschüttung teils völlig, teils blieben 2—3 m mächtige Schotterpakete erhalten, die dann mit Einsetzen der Niederterrassenerosion von Löß überdeckt wurden. Dieser Fragenkomplex ist im Diemeltal nicht zu entscheiden. Die Verhältnisse liegen nicht so klar wie z. B. im Innerstetal, wo Spreitzer (1931, S. 56 u. a.) eine Trennung in eine Obere Mittelterrasse mit vorwiegendem Aufschüttungscharakter und eine Untere Mittelterrasse als Erosionsstufe im Schotterkörper der Oberen Mittelterrasse feststellen konnte.

Zur Klärung dieser Frage ist eine notwendige Voraussetzung eine endgültige Klärung der Talbildungsfrage der Weser.

Das Verhältnis der Terrassen zur Talaue und zueinander

Die Betrachtung des Verhältnisses der Terrassen zur Talaue und untereinander läßt drei Abschnitte erkennen.

In allen drei Abschnitten ist das Verhalten der Mittelterrasse ziemlich gleich; sie verläuft im wesentlichen parallel zur Talaue. Dagegen zeigen Hauptterrasse und Präglaziale Terrasse in jedem der drei Talabschnitte ein verschiedenes Verhalten. Im mittleren Abschnitt zwischen Scherfede und Haueda sind die Abstände der höheren Terrasse von der Talaue am kleinsten, ihre Gefällskurve ist ähnlich der der Mittelterrasse. Im oberen Abschnitt zwischen Hoppecke und Scherfede ist die Höhenlage der Oberen Hauptterrasse und besonders der Präglazialen Terrasse über der Talaue erheblich größer als im mittleren Abschnitt, sonst aber ohne bedeutende Schwankungen. Der untere Abschnitt unterhalb von Haueda ist gekennzeichnet durch das Divergieren der höheren Terrassen gegen die Mündung hin.

Die Höhenlage der Präglazialen Terrasse beträgt bei Marsberg 110 m über der Talaue, von da ab nimmt sie allmählich zu bis auf 130 m

bei Wrexen. Ich sehe darin eine normale Divergenz, dadurch bedingt, daß die höheren Terrassen flußaufwärts auf den heutigen Talboden auszulaufen pflegen.

Bei Scherfede streicht die Präglaziale Terrasse in 135 m ü. T. in die Luft aus und setzt sich in wesentlich tieferer Lage in 95—100 m ü. T. bei Germete fort. Bei Scherfede erfolgte eine Zerreißung der Präglazialen Terrasse mit einem Hebungsbetrag von 40 m für den flußaufwärts gelegenen Teil, und zwar anscheinend an einer bereits präkretazeisch aufgerissenen Verwerfungslinie, dem Hardehauser Abbruch; die Bewegung muß im Altdiluvium erfolgt sein; der geringere Verschiebungsbetrag der Oberen Hauptterrasse zeigt, daß die Bewegung zur ersten Eiszeit bereits wesentlich schwächer war.

Bei Germete ist der Abstand zwischen Präglazialer Terrasse und Talaue mit 95—100 m am geringsten, die nächsten Präglazialen Terrassenreste bei Haueda (92) und Ostheim (106) liegen schon deutlich zwischen 100 und 110 m ü. T., das Gefälle beträgt auf dieser Strecke 25 m. Von Liebenau ab wird der Abstand von der Talaue allmählich größer, um an der Mündung 165 m zu erreichen (bzw. 190 m, wenn die Verbindung zur Sieburg richtig ist). Die absolute Höhenlage bleibt von Liebenau bis Trendelburg etwa dieselbe, und zwar rund 240 m NN. Der alte Talboden liegt auf dieser Strecke völlig ohne Gefälle; von Trendelburg ab steigt er um rund 15 m bis auf 255 m NN an, wobei sich der Abstand von der Talaue von 115—120 m auf 165 (bzw. 190) m, also um rund 50 m erhöht. Der Präglaziale Talboden hat auf dieser Strecke ein widersinniges Gefälle und divergiert stark in bezug auf die Talaue.

Es gibt verschiedene Erklärungsmöglichkeiten für die Divergenz von Flußterrassen gegen die Mündung (Knuth 1923, Plümer 1929 u. a.). Beachtet man jedoch die Gefällslosigkeit der Präglazialen Terrasse von Haueda bis Trendelburg und das widersinnige Gefälle von da bis Carlshafen, sowie das ähnliche Verhalten der Oberen Hauptterrasse zwischen Sielen und Carlshafen, so bleibt in diesem Falle keine andere Erklärung, als daß das ursprüngliche Gefälle dieser Terrassen durch eine nach ihrer Ausbildung erfolgte stärkere Hebung des Unterlaufgebietes abgeschwächt bzw. umgekehrt wurde. Diese Hebung dürfte in Zusammenhang stehen mit der an der Wende Pliozän-Diluvium einsetzenden jungen Aufwölbung des ganzen Buntsandsteingewölbes Solling-Reinhardswald, die u. a. durch Brinkmann (1932) und Schwarz (1932) nachgewiesen wurde.

Die Hauptterrasse zeigt ein ähnliches Verhalten zur Talaue wie die Präglaziale Terrasse, nur ist die Höhenlage geringer. Bei Marsberg liegt die Hauptterrasse 50 m ü. T., bei Wrexen 55 m ü. T. Bei Scherfede zeigt die Oberstufe an derselben Stelle wie die Präglaziale Terrasse ein sprungartiges Absetzen; der Abstand von der Talaue verkleinert sich von 80 m auf 65 m, also um 15 m. Die Gefällskurve der Hauptterrasse und der Unteren Hauptterrasse gehen ohne merklichen Absatz über diese Stelle hinweg. Die tektonischen Bewegungen, die im Altdiluvium zu einem Verschiebungsbetrag von rund 40 m führten, sind während der ersten Eiszeit erheblich schwächer.

Zwischen Ossendorf und Dalheim fallen im Längsprofil der Hauptterrasse einige Unebenheiten und Knicke auf, besonders Gefällsstörungen aller drei Stufen im Gebiet der präkretazeischen Warburger und Germeter Achse. Sie lassen sich durch

junge Tektonik erklären; doch lege ich auf diese Erklärung kein großes Gewicht und rechne mit der Möglichkeit, daß diese Unregelmäßigkeiten durch nicht zu vermeidende Willkürlichkeiten bei der Verbindung der Terrassenreste und durch Projektion auf die Gefällskurve des heutigen Flusses entstanden sind.

Bei Dalheim-Haueda liegen die drei Stufen der Hauptterrasse in 40 m, 60 m und 75 m ü. T. Von hier ab beginnt eine allmähliche Divergenz der Terrassen untereinander und zum Talboden, so daß die entsprechenden Abstände bei Carlshafen 50 m, 75 m und 100 m betragen. Am stärksten von den drei Hauptterrassen divergiert also die Obere Hauptterrasse, jedoch nicht so erheblich wie die Präglaziale Terrasse. Die Obere Hauptterrasse liegt bei Carlshafen 25 m höher ü. T. als bei Haueda, für die Präglaziale Terrasse beträgt die Differenz 65 m. Bemerkenswert ist das geringe Gefälle der Hauptterrasse zwischen Dalheim und Carlshafen. Hier liegt die Obere Hauptterrasse auf 40 km Entfernung fast horizontal, Hauptterrasse und Untere Hauptterrasse haben auf 25 km Flußlänge kaum 15 m Gefälle, während die Talaue heute auf derselben Strecke 35 m Gefälle hat.

Angesichts dieser Tatsachen und unter Berücksichtigung der Gefällsumkehr der Präglazialen Terrasse kann bei der Hauptterrasse ebenfalls keine normale Divergenz vorliegen. Die Divergenz ist tektonisch bedingt. Ich sehe darin einen weiteren Beweis für die Andauer der stärkeren Heraushebung des Unterlaufgebietes, die im Altdiluvium zwar schon nachläßt, deren Wirken aber mindestens bis zur ersten Eiszeit morphologisch nachweisbar ist.

Zeitlich verhalten sich die differenzierten Aufwärtsbewegungen am Rande des Rheinischen Schiefergebirges und im Unterlaufgebiet ähnlich. Die Hauptbewegung liegt in beiden Fällen im Altdiluvium, während der ersten Eiszeit ist die Aufwärtsbewegung immer noch merklich stärker als im übrigen Flußgebiet. Während aber am Unterlauf die Bewegungen den Charakter einer weitspannigen Verbiegung haben, erfolgt der Ausgleich der tektonischen Kräfte bei Scherfede auf engerem Raum.

Die Mittelterrasse verläuft im allgemeinen parallel zur Talaue. Die Unterstufe hat in der Regel einen Abstand von 15—20 m von der Talaue. In der Umgebung von Warburg geht die Untere Mittelterrasse nicht über 15 m, die Obere Mittelterrasse nicht über 25 m relative Höhe hinaus, während oberhalb von Scherfede die entsprechenden Werte 25 und 35 m sind.

Die relativ kleinsten Abstände der Mittelterrasse — wie auch aller übrigen Terrassen — sind unverkennbar im Abschnitt Scherfede bis Haueda zu finden, was gut zu der bereits gewonnenen Vorstellung paßt, daß dieses Gebiet die relativ geringste quartäre Hebung erfuhr. Zwischen Hoppecke und Scherfede steht die Annahme einer bis über die Mittelterrassenzeit hinaus andauernden stärkeren Heraushebung des nordöstlichen Sauerlandes mit den übrigen Ergebnissen dieser Arbeit in Einklang.

Unverkennbar ist weiter, daß von Haueda gegen die Mündung hin der Abstand der Oberen Mittelterrasse vom heutigen Talboden sich vergrößert. Der Unterschied der relativen Höhenlage ist aber mit 10 m so gering (25 bis 30 m bei Haueda, 35—40 m bei Carlshafen), daß er sich auf normale Divergenz oder auf Minderung der Wasserführung und daraus resultierende Gefällsversteilung zurückführen läßt; da die Divergenz der Oberen Mittelterrasse

jedoch mit der tektonisch bedingten Divergenz der älteren Terrassen in Einklang steht, halte ich die Erklärung durch tektonische Einflüsse für zutreffend. Die stärkere Hebung des Unterlaufgebietes macht sich bis zur Oberen Mittelterrassenzeit (etwa zweite Eiszeit) morphologisch bemerkbar.

Betrachtet man, abgesehen von der Höhenlage der Terrassen, ihre horizontale Lage zum heutigen Fluß, so fallen folgende Tatsachen ins Auge. Zwischen Hoppecke und Scherfelde liegen alle Terrassenreste bis auf einige unsichere Hauptterrassenreste und zwei unbedeutende Mittelterrassenreste auf der linken Talseite. Eine Tendenz zur Verlegung nach Osten ist unverkennbar. Sie erklärt sich zwanglos als Folge einer Neigung der Scholle infolge der stärkeren Heraushebung des Sauerlandes.

Zwischen Scherfede und Trendelburg liegen alle Terrassenreste unregelmäßig verteilt auf beiden Seiten des Flusses, ohne eine Gesetzmäßigkeit erkennen zu lassen.

Zwischen Trendelburg und der Mündung liegen fast alle höheren Terrassenreste und fossilen Prallhänge auf der östlichen Talseite, während die Mehrzahl der Mittelterrassenreste westlich des Flusses erhalten ist. Eine Tendenz zur Verlegung nach Westen ist bis zur ersten Eiszeit zu erkennen. Die Schichtlagerung ist zu wenig geneigt, um dieses Verhalten zu erklären. Wir sehen die oben genannte jüngere Verbiegung als Hauptursache an.

Die Gefällskurve der Diemel

Entsprechend den von G. Wagner (1929, S. 254 ff.) gegebenen Anregungen wurde die Gefällskurve der Diemel einer Untersuchung auf Anzeichen für junge Krustenbewegungen unterworfen.

Die Unterlagen für die Konstruktion der Gefällskurve sind sehr zuverlässig. Es wurde der älteste mir zugängliche, durch Nivellement festgestellte Zustand des Diemellaufes gewählt. Um den natürlichen Gefällsverhältnissen möglichst nahe zu kommen, wurden die zahlreichen künstlichen Stauungen ausgeglichen, die Begradigungen dagegen konnten aus Mangel an geeigneten zugänglichen Unterlagen nicht berücksichtigt werden. Diese Methode hat aber keine Bedenken, denn an der kritischen Stelle zwischen Marsberg und Warburg haben die Begradigungen das natürliche Verhalten des Flusses nicht verdeckt, wie sich aus den bei Keller (S. 510) angeführten Tatsachen ergibt.

Zwei wichtige Abschnitte fallen bei der Betrachtung der Gefällskurve der Diemel besonders ins Auge: die Strecke von der Quelle bis Scherfede mit einem durchschnittlichen Gefälle von 6,6‰ und die Strecke von Scherfede bis Haueda mit einem Gefälle von 1,8‰. Der Gefällsbruch bei Scherfede bleibt auch dann bestehen, wenn wir von dem starken Gefälle des Quellbaches bis zur Hoppeckemündung absehen und nur das Gefälle der Strecke von Billinghausen bis Scherfede mit dem von Scherfede bis Haueda vergleichen. Der Gefällsbruch bei Scherfede bezeichnet in sehr markanter Weise den „Gebirgsfuß“[10]), an dem die Gerölle des Gebirgs-

10) Vgl. Philippson: Allgemeine Geographie II, 1, S. 133, Fig. 10, Leipzig 1923, Fig. 10 enthält die wesentlichen Züge des Diemelprofils.

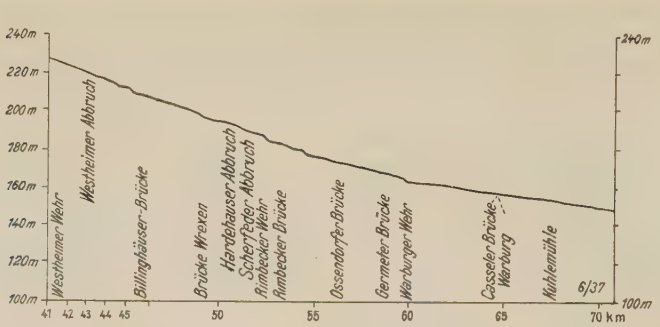


Abb. 3. Längsprofil der Diemel zwischen Westheim und Warburg

flusses in einem Schuttkegel zur Ablagerung kommen. Dieser Schuttkegel breitet sich in der weiten Niederung unterhalb von Scherfede aus und hatte früher einen flachen Wall gebildet, in dem das Flußbett eingenagt war. Zeitweise bildete das Schuttkegelgebiet ein „Labyrinth von Wassersträngen und sterilen Steinfeldern" (Keller, S. 513). Läßt schon die Tatsache der starken Schuttkegelbildung allein auf eine gewisse Jugendlichkeit des Gebirgsrandes schließen, so verdient ein weiterer Umstand besondere Beachtung.

Gefälle der Diemel zwischen Billinghausen und Haueda

Ort	km des Profils Tafel	Strecke in km	Höhe über N. N.	Gefälle in m	Gefälle in ‰
Von Billinghausen	46	6,4	209	21,5	3,4
bis Scherfede	52,4		187,5		
Bei Scherfede	52,4	0,3	187,5	3,0	10,0
	52,7		184,5		
Von Scherfede	52,7	21,3	184,5	38,5	1,8
bis Haueda	73		147		

In der Tabelle fällt auf, daß sich der Übergang zu der Schuttkegelstrecke (zwischen Kilometer 52,4 und 52,7 des Profils) mit ganz außergewöhnlich starkem Gefälle vollzieht, nämlich mit 10‰. Diese Gefällssteile gewinnt um so größere Bedeutung, als der Fluß hier aus dem Sandsteingebiet von

Wrexen in das Röt der Scherfeder Staffel eintritt, sein Gefälle sich entsprechend der Gesteinsbeschaffenheit also eigentlich verringern sollte. Der Gefällsbruch kann kaum anders erklärt werden als durch eine sehr junge, das Tal querende Verwerfung. Die dadurch entstandene Stufe sucht der Fluß durch Aufschüttung auszugleichen. Oberhalb der Verwerfung hat er sich bereits tiefer in die Talsohle eingeschnitten, wodurch sich m. E. die geringe Breite des Hochwasserbettes zwischen Westheim und Scherfede erklärt. Während nämlich oberhalb des Westheimer Wehres die ganze Breite der Talsohle (300 m) überflutet wird, betrug zwischen Westheim und Scherfede die Spiegelbreite beim höchsten bekannten Wasserstand nur 40—50 m, bei Ossendorf hingegen bis zu 800 m (Keller, S. 515).

Die Gefällssteile fällt etwa mit der Lage des Scherfeder Abbruches in der Talsohle zusammen. Diese Abbruchslinie begrenzt die östlichste Randstaffel der Rheinischen Masse gegen das sich nach Osten anschließende Rimbecker Senkungsfeld, das zur Hessischen Senke gehört. Der Gegensatz zwischen der aufsteigenden Schwelle der Rheinischen Masse und dem relativen Senkungsgebiet der Hessischen Senke ist als Ergebnis epirogener Prozesse schon seit der Zechsteinzeit vorhanden; eine scharfe Markierung erfuhr der Gegensatz, als während der kimmerischen Gebirgsbildung Abbruchslinien aufrissen, wesentlich weniger ist an ihnen später die Kreide verworfen (Stille 1932, S. 156). Unsere morphologische Untersuchung macht wahrscheinlich, daß Bewegung dort noch heute erfolgt.

An derselben Stelle des Tales hatten wir durch Verfolgung der Terrassenreste Störungen im Verlauf der Präglazialen Terrasse und der Oberen Hauptterrasse feststellen können; für die Mittel- und Unterstufe des Hauptterrassentals war das nicht gelungen. Nun haben aber naturgemäß die aus der Gefällskurve des heutigen Flusses abgeleiteten jüngsten Störungen auch die scheinbar ungestört verlaufenden Terrassen betroffen. Daraus ergibt sich, daß bei weiten Abständen der Terrassenreste die Methode der Terrassenverfolgung zu grob ist, um kleinere Verschiebungen innerhalb eines Terrassenzuges festzustellen. Die Gefällskurve des Flusses erweist sich aber als eine Kontrollmöglichkeit; sie erlaubt die Feststellung jüngster Krustenbewegungen, auch derjenigen kleineren Betrages.

Weitere morphologische Anzeichen für junge Krustenbewegungen

Diluviale Gebirgsstörungen im Oberwesergebiet von mehr lokalem Charakter hat Grupe (u. a. 1929, S. 49) nachgewiesen. Morphologische Tatsachen zur Feststellung junger Gebirgsbewegungen führt von Linstow (1930, S. 67 ff.) aus der Nachbarschaft der Diemel an. Danach macht sich am Umlaufberg der Weser bei Bodenfelde, der 7—8 km oberhalb der Diemelmündung liegt, eine Schrägstellung der Niederterrasse um 25 m auf 3 km Entfernung bemerkbar; der Reiherbach fließt heute entgegen dem alten Gefälle der Weser. Da, wie von Linstow selbst betont, Aufschlüsse völlig fehlen, muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß es sich hier nicht um Schrägstellung, sondern um eine spätere ungleichmäßige Aufhöhung der

Niederterrasse durch Schuttkegelbildung des Reiherbaches handelt, der durch die Abschnürung der Weserschlinge eine plötzliche Laufverlängerung von 2,5 km erfuhr und dadurch zur Aufschüttung gezwungen wurde.

Weitere Anzeichen für junge Krustenbewegungen finden wir in der Talweitung der Twiste südwestlich von Volkmarsen. Trotz gleichbleibender Gesteinsbeschaffenheit (Mittlerer Buntsandstein) weitet sich hier das Twistetal ganz erheblich, wie der Verlauf der 200 m-Linie verdeutlicht. Die Weitung tritt als Konvergenzpunkt verschiedener Gewässer hervor, besonders der Lauf der Wande weist eine charakteristische Abbiegung entgegen dem üblichen Verlauf auf. Innerhalb der Weitung tritt eine Diluvialablagerung aus Lehm mit Sand und Grandstreifen und einheimischer Beschotterung auf. Ein großer Teil der über 1 km breiten Alluvialsohle ist zwischen Twiste und Mühlgraben sehr sumpfig und mit Torfbildungen versehen, unter der sich eine Folge von Sanden und Tonen findet; darunter soll Sandstein liegen (Kuchenbuch 1892, S. 94). Beim Eintritt in diese Talverbreiterung weist die Twiste eine kurze Strecke stärkeren Gefälles auf. Alle diese Tatsachen erklären sich am besten aus einer jungen, bis heute nachwirkenden leichten Absenkung.

Als Bestätigung für die aus dem Terrassenverlauf abgeleiteten Krustenbewegungen sehe ich weiterhin die Gefällskurven der Nebenflüsse an. Entgegen dem üblichen Verhalten sind die Gefällskurven der Nebentäler der mittleren

Abb. 4
Nebenflüsse fließen der Diemel spitzwinklig entgegen

Diemel erheblich flacher als die der Nebenflüsse des Unterlaufes. Besonders auffällig ist das Verhalten der Twiste und des Eggelbaches, die in der Zone der schwächsten Heraushebung von Süden und Norden der Diemel zufließen. Ihr Lauf fällt größtenteils in die von Hartnack vermutete Großfaltungs-

mulde (vgl. S. 400). Diese Tatsache dürfte ein wesentlicher Faktor für die Erklärung ihres relativ geringen Gefälles sein.

Im Quellgebiet der Twiste finden wir auf dem westlichen Ufer sowohl der Twiste unterhalb von Berndorf als auch des vom Kahlenberg in südlicher Richtung der Twiste zufließenden Baches eine Häufung von Schotterterrassen, während das östliche Ufer dieses asymmetrischen Tales von einer steilen Stufe überhöht wird, gegen die der Fluß andrängt. Die östliche Talflanke und auch die ostwestlich verlaufende Talstrecke oberhalb und unterhalb der Ortschaft Twiste weisen keinerlei Schotterreste auf. Dieser Befund spricht für Verlegung des Talzuges nach Osten durch eine parallel zum Talzug verlaufende Schollenkippung.

Bezeichnend ist auch der Talverlauf des Körbecker Baches und der Alster. Statt der normalen baumartigen Verästelung fließen beide dem Hauptfluß im spitzen Winkel entgegen, ein deutliches Zeichen einer Entwicklungsstörung. Diese beiden kleinen Bäche konnten sich auf der kippenden Scholle in ihrem ursprünglichen Lauf nicht behaupten und wurden nach Westen abgelenkt. Dafür spricht auch das eigentümliche treppenförmige Absetzen gegen Westen, das im Grundriß des Bachverlaufes zu erkennen ist (Abb. 4).

Ergebnisse

Aus dem festgestellten Verlauf der Diemelterrassen gewinnt man für das Diemelgebiet folgende Vorstellung. Die Diemel durchzieht an der Wende Pliozän—Diluvium wahrscheinlich als flach eingemuldetes Tal eine Flachlandschaft, die postbasaltisch, wahrscheinlich voroberpliozänen Alters ist. Irgendein direkter Zusammenhang des heutigen Flußsystems mit den miozänen Braunkohlensümpfen, wie Gerwien und Evers (1935) ihn vermuten, ist nicht nachzuweisen. Seine heutige Gestalt hat das Tal zum größten Teil im Diluvium erhalten. Infolge einer an der Grenze Pliozän—Diluvium beginnenden Gesamthebung beginnt das Einschneiden der Diemel. Die Heraushebung ist jedoch verschieden stark, das Mittellaufgebiet zwischen Scherfede und Haueda bleibt zurück. Die Präglaziale Terrasse liegt im Unterlauf etwa 25—30 m unter dem Niveau der Hochfläche, im Mittellauf ist der Eintiefungsbetrag, sofern die Eintiefung sich dort überhaupt bemerkbar machte, geringer. Im Unterlauf war die Heraushebung so stark, daß die Oberstufe des Hauptterrassentalbodens bereits 70 m unter dem altdiluvialen und etwa zu Ende der drittletzten Eiszeit weitere 30 m tiefer, also 100 m unter dem altdiluvialen und 125 m unter dem Niveau der Hochfläche lag. Schwächer war die Hebung im Mittellauf in der Gegend von Warburg—Haueda; dort liegt der Obere Hauptterrassentalboden nur etwa 20—25 m und der Untere etwa am Ende der drittletzten Eiszeit rund 55—60 m unter dem altdiluvialen, d. h. 70—75 m unter der Hochfläche. Oberhalb von Ossendorf besitzen die Eintiefungsbeträge ähnliche Werte wie im Unterlauf. Etwa seit der zweitletzten Eiszeit geht die Talvertiefung vom Rande des Schiefergebirges bis zur Mündung verhältnismäßig gleichmäßig vor sich; die Mittelterrasse läuft parallel zum heutigen Talboden. Während die tektonischen Vorgänge den durch die Schwankungen des Eiszeitklimas bedingten Wechsel von Akku-

mulation und Erosion bis zur zweiten Eiszeit verwischen, macht sich dieser Wechsel bei der Mittel- und Niederterrassenbildung stärker bemerkbar. Heute hat die Talvertiefung in bezug auf die pliozäne Hochfläche im Unterlaufgebiet einen Betrag von etwa 180—200 m, im Mittellauf zwischen Ossendorf und Haueda von rund 110 m, weiter oberhalb von 120—150 m erreicht. Diese Verschiedenheit der Eintiefungsbeträge ist zum kleineren Teil auf das weniger ausgeglichene Gefälle der tieferen Terrassen und des heutigen Talbodens gegenüber dem der Höhenterrassen zurückzuführen.

Besonders die Präglaziale Terrasse muß ein ausgeglicheneres Gefälle gehabt haben als der heutige Fluß, dessen Profil typische Merkmale der Jugendlichkeit: unausgeglichenes Gefälle, Schuttkegelbildung am Gebirgsfuß bei Scherfede, Wechsel von Erosions- und Akkumulationsstrecken usw. aufweist. Daher ist eine Berechnung des quartären Hebungsbetrages nur im Unterlauf angebracht, wenn die Werte einigen Anspruch auf Realität haben sollen.

Nimmt man entsprechend der von Quiring (1928) angewandten Methode die Ablagerungshöhe der altdiluvialen Hauptterrassenschotter (bei Hameln 95 m NN), für die Gegend von Carlshafen mit etwa 120 m NN an — entsprechend dem heutigen Talbodengefälle —, so ergibt sich im Mündungsgebiet der Diemel eine quartäre Aufwärtsbewegung von mindestens 100—130 m, da die Hauptterrassenschotter an der Diemelmündung heute in 220—250 m Höhe liegen. Entsprechend kann die Quartärisobasenkarte Quiring's (1928, Tafel 20) ergänzt und das Gebiet des Sollings durch die 100 m - Isolinie eingefaßt werden. Eine Berechnung der quartären Aufwärtsbewegung des östlichen Sauerlandes auf Grund der vorliegenden Untersuchung erscheint zu unsicher. Sie ist jedenfalls größer als die des Solling. Paeckelmann (1932, S. 515) errechnet ein Böschungsverhältnis von etwa 1 : 50 für die nördliche Abdachung.

Auf eine Übereinstimmung mit den von Spreitzer (1931) im Innerstetal festgestellten Verhältnissen sei hier hingewiesen. Die Hebung des nordöstlichen Sauerlandes, die sich in einem starken Abreißen der Präglazialen und einem schwächeren der Oberen Hauptterrasse bei Scherfede ausprägt, entspricht der Harzhebung. Auch dort erfolgt nach Ausbildung der „Morphologischen Oberterrasse" am Ausgang der ersten Eiszeit nur noch eine unbedeutende Aufwölbung ohne Zerreißung von Terrassen (Spreitzer 1931, S. 103). Nachträgliche weniger bedeutende Bewegungen konnten von uns im Diemelgebiet bei Scherfede an Hand der Gefällskurve der alluvialen Diemel als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden.

Nach dem Verlauf der Terrassen zu schließen, durchfließt die mittlere Diemel ein Gebiet, das im Rahmen der diluvialen Gesamthebung der Mitteldeutschen Gebirgsschwelle zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Solling muldenförmig zurückgeblieben ist. Die Diemel verhält sich zu diesen Bewegungen antezedent. Ob als Ursache für die Bewegungen die von Hartnack (1932) aus der Reliefgestaltung der deutschen Mittelgebirge abgeleiteten Großfaltungsprozesse mit orogenetischem Charakter oder die von Quiring (1926, 1928) aus mehr geologischen Gründen gefolgerten Großschollenbewegungen in Frage kommen, bleibe dahingestellt. Jedenfalls steht die Terrassenverbiegung in Übereinstimmung mit einer von Hartnack [11]) vermuteten Großfaltungszone. Eine zwischen den Schwellen des

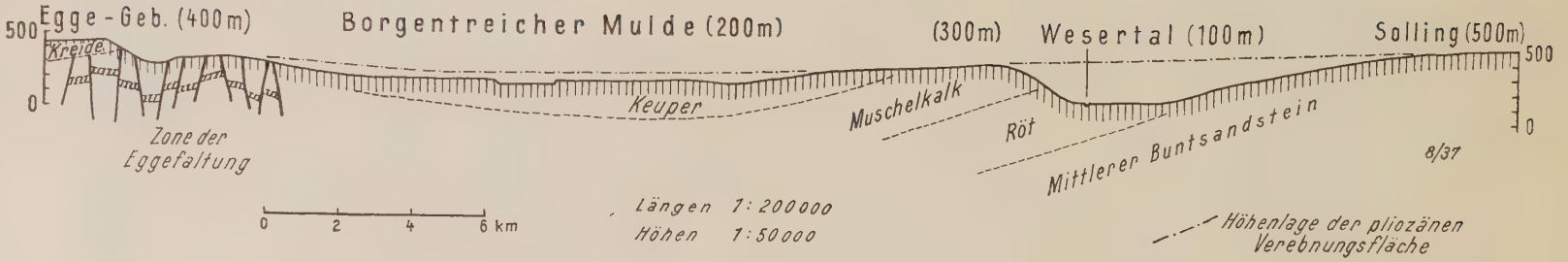


Abb. 5. Profil zum Egge-Gebirge zum Solling

rechtsrheinischen Schiefergebirges und des Solling verlaufende Hartnack'sche Großfaltungsmulde quert das Diemeltal etwa in der Gegend von Haueda.

Weiter läßt sich die Frage, wieweit die Solling-Verbiegung nach Westen reicht, beantworten. Zu dieser Frage haben sich bis jetzt Gerwien (1914) und Matz (1930) geäußert. Gerwien vermutet den Westfuß der Verbiegung in der Borgentreicher Mulde, so daß die Altfläche, die im Zentrum des Sollings heute bei 500 m liegt, dort in 150—200 m Höhe liegt. Matz (1930, S. 37) betont dagegen, daß links des Wesertales von einer nachträglichen Verbiegung nicht allzu viel zu spüren sei. Nach Matz soll die ältere Verebnungsfläche, die an der Weser in 300 m Höhe liegt, im Bereich der heutigen Borgentreicher Mulde, wo sie in weichen Keuperschichten angelegt war, der diluvialen Erosion zum Opfer gefallen sein. Die in unserer Arbeit festgestellte Terrassendivergenz, die bereits weit westlich des Wesertales bei Haueda beginnt, beweist jedoch, daß die junge Verbiegung bis in das Gebiet der Borgentreicher Mulde reicht. Allerdings sind die flachwelligen Riedelflächen der Borgentreicher Mulde nach Zeit und Art der Entstehung nicht einheitlich mit der Sollingfläche, wie Gerwien meint; denn tatsächlich hat eine gewisse Ausräumung der Keuperschichten im Diluvium stattgefunden.

Die Hauptterrasse läßt sich vom Diemeltal bei Haueda aus beiderseits des Eggelbaches in die Borgentreicher Mulde hinein verfolgen; ohne absoluten Höhenanstieg läuft sie auf das 200 m hoch gelegene Riedelniveau der Mulde aus.

Die breite Entwicklung des Hauptterrassenniveaus in der Borgentreicher Mulde ist verursacht durch die geringere Heraushebung der Mulde, so daß die durch die Gesteinsbeschaffenheit (mürber Keuper) begünstigte Seitenerosion zu noch größerer Wirkung gelangte. Die gute Erhaltung des Hauptterrassenniveaus geht darauf zurück, daß die spätere rückschreitende Mittelterrassenerosion sich in dem Muschelkalk am Südrand des Beckens nicht voll durchsetzen konnte. Die Eggel strömt noch heute durch die Engtalstrecke im Muschelkalk zwischen Daseburg und Haueda unter Bildung von Talmäandern mit starkem Gefälle zur Diemel. Auch der Südrand des Beckens wurde wahrscheinlich stärker gehoben; die Stauung der Gewässer vor dem Muschelkalk am Beckenrand, die durch die tektonische Bewegung unterstützt wurde, macht sich durch ausgedehnte versumpfte Strecken der Eggel und des Körbecker Baches bemerkbar [12]). Naturgemäß spielt bei der Versumpfung auch die tonige Beschaffenheit der anstehenden Keuperschichten eine begünstigende Rolle.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß wir die großräumig verbogene Altfläche, die im Solling zu etwa 500 m, unmittelbar westlich der Weser zu 300 m Höhe emporgewölbt ist, im Bereich der Borgentreicher Mulde weder in 300 m (Matz), noch in 150 m Höhe (Gerwien), sondern dazwischen durchstreichend zu denken haben (Abb. 5). Die Altfläche selbst ist in der Borgentreicher Mulde nicht mehr vorhanden, sondern durch ein diluviales Niveau ersetzt.

11) Vgl. Hartnack 1932, Fig. 14, S. 52. Ich lernte die Arbeit erst nach Abschluß der Terrassenkartierung kennen.

12) Vgl. Zimmermann 1928, der alluviale Senkungen am Niederrhein aus der Verbreitung der Flachmoore ableitet.

Anhang

Erläuterungen zur Karte und zum Längsprofil der Diemelterrassen

r. = rechte Talseite, l. = linke Talseite, ü. T. = über der Talaue

Die laufenden Nummern der Fund- bzw. Beobachtungspunkte kehren auf der Karte, dem Längsprofil, auf den Tafeln und Bildern und im Text wieder

Meßtisch-blatt Nr.	Lfd. Nr.	
2586	1.	Oberhalb der Brücke Bredelar—Giershagen, südwestlich der Giershagener Mühle, r., 295 m, 15 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. U. M. T.
2586	2.	750 m nordöstlich der Giershagener Mühle, r., 310 m, 35 m ü. T., Felsterrasse. O. M. T.
2586	3.	Am Sporn nördlich der alten Eisenhütte, l., 290—295 m, 20—25 m ü. T., Felsterrasse (?). U. M. T.
2586	4.	750 m nordwestlich vom Forsthaus an der Straße Bredelar—Marsberg, l., 375 m, 105 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2586	5.	500 m nördlich und nordwestlich vom Forsthaus, l., 350 m, 85 m ü. T., Felsterrasse (?). O. H. T.
2586	5a.	Bei Punkt 324,4, nordnordwestlich der Hoppeckemündung, l., 325 m., 55—60 m ü. T., Felsterrasse. H. T.
2586	6.	Lehmstoß, l., 285 m, 25 m ü. T., Streuschotterung beiderseits der Straße. U. M. T.
2586	7.	Auf Blatt Madfeld, 500 m nordwestlich vom Fundpunkt 8, l., 325—330 m, 65 m ü. T., Felsterrasse (?). H. T.
2587	8.	Nördlich von der Johannisbrücke, l., 310—315 m, 55 m ü. T., Felsterrasse mit einzelnen Schottern. U. H. T. (? H. T.)
2587	9.	Zwischen Johannisbrücke und Kuhbrücke, l., 280—285 m, 25 m ü. T., Schotterlager, 2—3 m mächtig, Auflagerungsfläche festgestellt. U. M. T.
2586	10.	Auf Blatt Madfeld, östlich vom Meisenberg, l., 365 m, 110—115 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2587	11.	Aufschluß in der Grube der Lümpinselschen Ziegelei, l., 273 m, 21 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterlager, Auflagerungsfläche auf Kulmtonschiefer in 273 m Höhe, darüber 1,5 m Flußschotter mit Abhangsschutt. U. M. T.
2587	12.	Am Bomberg, Sporn nördlich der Lümpinselschen Ziegelei, l., 360 m, 110 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2587	13.	Am Sporn nördlich des Schlachthauses Nieder-Marsberg, l., 335 m, 90 m ü. T., Felsterrasse (?). O. H. T.
2587	14.	Südwestlich vom Rummeken Mühle, l., 260—265 m, 18—20 m ü. T. Schotterlager. U. M. T.
2587	15.	Südöstlich von Essentho bei Punkt 380, l., 375 m, 135 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2587	16.	Am Sporn westsüdwestlich vom Rummeken Mühle, l., 310 m, 70 m ü. T., Felsterrasse, Gefällsknick. H. T.
2587	17.	Am Mühlenberg, 500 m nordwestlich von Rummeken Mühle, l., 360 m, 120—125 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.

Meßtischblatt Nr.	Lfd. Nr	
2587	18.	250 m nordwestlich der Papierfabrik Nieder-Marsberg, l., 250—255 m, 20 m ü. T., Schotterlager. U. M. T.
2587	19.	Ackerfläche nordwestlich vom Hahnenberg, Kgl. Forst Bredelar, l., 365 m, 130—135 m ü. T., Felsterrasse (?) mit vereinzelten Streuschottern. P. T.
2587	20.	300 m südöstlich vom Gehöft „zu Ösdorf", bei Punkt 344,8, l., 345 m, 115 m ü. T., Felsterrasse (?) mit Streuschottern. P. T.
2587	21.	Auf der Ackerfläche auf dem Sporn zwischen Hahnenberg und Diemelsberg, l., 325 m, 95 m ü. T., vereinzelte Streuschotter. Auch auf dem Diemelsberg weiter östlich ist eine Fläche in dieser Höhenlage ausgebildet. O. H. T.
2587	22.	An der Einmündung des Kallentales, r., 245—250 m, 20 m ü. T., Nebentalterrasse mit Schottern. U. M. T.
2587	23.	Am Büchenberg, südwestlich von Westheim, r., 285—290 m, 55—60 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. H. T.
2587 u. 2514	24.	Hoppenberg, nordwestlich von Westheim, auf Blatt Marsberg und Blatt Kleinenberg, l., 285—290 m, 58—63 m ü. T., Felsterrasse mit dünner Streuschotterung. H. T.
2587	25.	Am Nordosthang des Büchenberges, südwestlich von Westheim, r., 260 m, 35—40 m ü. T., Felsterrasse mit dichter Streuschotterung. O. M. T.
2587	26.	1,5 km südöstlich von Westheim, westlich der Feldwegkreuzung bei Punkt 307, r., 315 m, 95 m ü. T., Felsterrasse (?) mit einzelnen Schottern. O. H. T.
2587	27.	Am Platzberg, südöstlich von Westheim, r., 285—290 m, 60—65 m ü. T., Felsterrasse (?) mit wenigen Streuschottern. H. T.
2587	28.	Nördlich vom Platzberg südöstlich von Westheim, r., 240 m, 18—20 m ü. T., lehmbedeckte Terrassenfläche, entspricht Fundpunkt 31 und 32. U. M. T.
2514	29.	Auf dem Dahlberg, 1 km nördlich von Westheim, Blatt Kleinenberg, l., 310—315 m, 90 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. Eine Fläche in gleicher Höhe ist auch auf dem Hoppenberg ausgebildet. O. H. T.
2514	30.	Nördlich von Bahnhof Westheim bei Punkt 265, Blatt Kleinenberg, l., 260—265 m, 40—45 m ü. T., Streuschotter. O. M. T.
2514	31.u. 32.	Nördlich der Straße Westheim—Wrexen, am Südrand von Blatt Kleinenberg (vgl. geologische Karte), l., 240 m, 20—25 m ü. T., Schotterlager auf s_m. U. M. T.
2514	33.	2 km nordöstlich von Westheim, auf dem Meier-Berg, Blatt Kleinenberg, l., 360—365 m, 145 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2514	34.	Am Sporn ostsüdöstlich vom Meier-Berg, l., 310 m, 98—102 m ü. T., Gehängeknick. O. H. T.
2514	35.	Am Sporn zwischen Wäschebach und Heubach, l., 305—310 m, 97 m ü. T., Felsterrasse (?) des Nebentals. O. H. T.
2514	36.	1,5 km nördlich von Billinghausen auf dem Meierhagen, l., 340 m, 135 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.

Meßtisch-blatt Nr.	Lfd. Nr.	
2514	37.	500 m südlich der Mißgunst Mühle bei Wrexen, r., 250 m, 48 m ü. T., Felsterrasse (?). U. H. T.
2514	38.	Etwa 750 m nordwestlich und südwestlich von Wrexen, westlich vom Klußberg auf der linken und nw Punkt 251,6 auf der rechten Talseite, 245—250 m, 45—50 m ü. T., Felsterrassenreste. U. H. T.
2514	39.	Am südwestlichen Dorfausgang von Wrexen, beim Neubau 1932, r., 215 m, 18 m ü. T., Felsterrasse. U. M. T.
2588	40.	2 km südlich der Brücke in Wrexen, unmittelbar westlich der Straße Wrexen—Rhoden, Blatt Warburg, r., 250—255 m, 50—55 m ü. T., Schotterstreuung. H. T.
2515	41.	300 m nördlich vom Bahnhof Wrexen, l., 240 m, 50 m ü. T., Felsterrassenrest. U. H. T.
2515	42.	250—300 m oberhalb von Roßkamps Nadelwehr, r., 206 m, 15 m ü. T., Terrassenrest. U. M. T.
2515	43.	500 m nördlich von der Klusmühle, l., 245 m, 55 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. H. T.
2515	44.	1,5 km südwestlich von Scherfede bei Klusmühle, l., 205 m, 15 m ü. T., Schotterlager, mindestens 2 m mächtig, über s_m und s_o. U. M. T.
2515	45.	1 km westlich von Scherfede bei Punkt 273, l., 270 m, 80 m ü. T., Felsterrasse (?) mit dünner Schotterstreuung. O. H. T.
2515	46.	500 m nördlich von Scherfede, l., 245 m, 55—60 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterstreuung. H. T.
2515	47.	Scherfeder Friedhof, l., 200 m, 15 m ü. T., Schotterlager bis zur Talaue hinabreichend. U. M. T.
2515	48.	1 km nördlich von Rimbeck, westlich von „Weißes Holz", l., 310 m, 130 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2515	49.	1,5 km südlich von Scherfede, am Nordabhang des Leuchteberges, r., 240—245 m, 55 m ü. T., Felsterrasse (?). H. T.
2515	50.	Nordöstlich von Rimbeck am Krüsenberg, l., 240 m, 60 m ü. T., Felsterrasse mit dünner Schotterstreuung. H. T.
2515.	51.	1 km südlich von Rimbeck, auf dem Vietenberg, r., 205 m, 25 m ü. T., Felsterrasse (?) ohne Schotter, erniedrigter Rest der O. M. T.
2515	52.	750 m westlich der Brücke Ossendorf—Wethen bei Punkt 190,1, r., 187—190 m, 15 m ü. T., Schotterlager auf Röt. U. M. T.
2515	53.	Bei Kliftmühle und am Dorfausgang von Ossendorf nach Warburg, l., 190 m, 17 m ü. T., zahlreiche Streuschotter. U. M. T.
2588	54.	500 m nördlich von Wethen am Nordwestabhang des Steilen-Berges, r., 185—190 m, 15—20 m ü. T., Felsterrasse. U. M. T.
2588	55.	500 m östlich von Wethen auf dem Steilen Berg, r., 215—220 m, 45 m ü. T., Schotterreste auf m_{o1} und m_{o2}. U. H. T.
2515	56.	1,5 km südsüdöstlich von Ossendorf am Heinberg, Blatt Peckelsheim, l., 260 m, 90 m ü. T., erniedrigter Rest der präglazialen Terrasse (?). P. T.

Meßtischblatt Nr.	Lfd. Nr.	
2588	57.	Am Westerberg westlich von Germete, r., 240 m, 70 m ü. T., Schotterstreuung auf gestörtem m_u, der mit 13—25° nach Südwesten einfällt. O. H. T.
2588	58.	Nördlich vom Westerberg bei Germete, r., 185 m, 15 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. U. M. T.
2515	59.	An der Schanze östlich von Ossendorf, Blatt Peckelsheim, l., 240 m, 74 m ü. T., dichte Schotterstreuung. O. H. T.
2588	60.	Am Jagdhaus südlich von Germete bei Punkt 264,9, r., 265 m, 100 m ü. T. P. T.
2588	61.	1 km südöstlich von Germete am Wormeler Berg, r., 220 m, 60 m ü. T., Schotterstreuung auf s_m, der mit 25° nach Südwesten einfällt. H. T.
2588	62.	1,5 km nördlich von Welda an der Twiste, am Weldaer Berg, r., 235 bis 240 m, 70—75 m ü. T., Nebentalterrasse. O. H. T.
2588	63.	Südlich der Straße Warburg—Ossendorf bei der Wasserleitung, l., 230 m, 67 m ü. T., Schotterstreuung. O. H. T.
2588	64.	Am Donnersberg, westlich der Twistemündung, r., 205—210 m, 35—40 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterlager auf m_{o1}, der mit 17° nach Norden einfällt. U. H. T.
2588	65.	Am Ostabhang des Donnersberges, r., 185—190 m, 25—30 m ü. T., Felsterrasse (?). O. M. T.
2588	66.	Am Ost- und Nordabhang des Donnersberges, r., 175 m, 15 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. U. M. T.
2588	67.	1 km südlich von Wormeln, r., 240—246 m, 80—86 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterlager. O. H. T.
2588	68.	An der Straße Calenberg—Wormeln bei Punkt 234,5, r., 225—235 m, 65—75 m ü. T., Schotterlager. O. H. T.
2588	69.	Am Osterberg westlich von Warburg, l., 220 m, 60 m ü. T., Schotterlager auf m_o. H. T.
2588	70.	Am Stapelberg, südlich von Warburg, r., 220 m, 60 m ü. T., Schotterlager. H. T.
2588	71.	Beim Kloster Warburg, l., 200 m ü. T., Schotterlager. U. H. T.
2588	72.	750 m östlich vom Bahnhof Altstadt Warburg, östlich der Straße nach Calenberg, r., 200 m, 43 m ü. T., Felsterrasse mit Schottern. U. H. T.
2589	73.	Bei Gut Uhlenburg, r., 170 m, 13 m ü. T., Felsterrasse (?). U. M. T.
2589	74.	Am Hasenberg bei Calenberg, r., 190 m, 10 m ü. T. des Nebentals, Felsterrasse mit Schotterlager. U. M. T.
2589	75.	An der Straße Warburg—Kassel, südwestlich von Dalheim, bei N P 211,1, r., 205—211 m, 50—56 m ü. T., Schotterlager, 5 m mächtig, dichte Streuschotterung abwärts. H. T.
2589	76.	Unmittelbar östlich von Dalheim, r., 185—190 m, 35—40 m ü. T., Terrasse mit mitteldichter Streuschotterung. U. H. T.
2589	77.	Am Kalkberg südöstlich von Dalheim, mit jungem Erdfall, r., 210—212 m, 60 m ü. T., Schotterlager, nach unten Streuschotter. H. T.

Meßtisch-blatt Nr.	Lfd. Nr.	
2589	78.	Unterhalb der Kuhlemühle bei Dalheim, r., 165 m, 15 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. U. M. T.
2589	79.	Östlich vom Kalkberg bei Dalheim, bei Punkt 229,6, r., 225 m, 75 m ü. T., Felsterrasse (?). O. H. T.
2589	80.	Nördlich der Diemelmühle zwischen Dalheim und Haueda, bei Punkt 217,1, l., 220 m, 70 m ü. T., Felsterrasse (?) mit Lehmbedeckung. O. H. T.
2589	81.	500 m südlich vom Viadukt der Eisenbahn Warburg—Kassel, r., 185 bis 190 m, 35—40 m ü. T., Schotterlager. U. H. T.
2589	82.	Am Schlachberg südlich von Gut Klingenburg, l., 200 m, 50 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterlager. H. T.
2589	83.	An der Straße Grimelsheim—Haueda, bei Punkt 220,8, r., 217—221 m, 70 m ü. T., Felsterrasse mit sehr dichter Schotterstreuung. O. H. T.
2589	84.	750 m südwestlich vom Haltepunkt Haueda, r., 200 m, 50—55 m ü. T., Schotterlager, Mächtigkeit fraglich. H. T.
2589	85.	Sporn an der Eggelmündung, östlich vom Schlachberg, l., 185 m, 35—40 m ü. T., lehmbedeckte Felsterrasse. U. H. T.
2589	86.	Unmittelbar südlich von Gut Übelngönne bei Haueda, bei Punkt 186,8, l., 185 m, 35—40 m ü. T., Felsterrasse. U. H. T.
2589	87.	Südlich der Bahn beim Haltepunkt Haueda, beiderseits der Straße nach Grimelsheim, r., 170—173 m, 25 m ü. T., Felsterrasse, fraglicher O. M. T. Rest.
2589	88.	Am westlichen Dorfausgang von Haueda, r., 160 m, 13 m ü. T., Terrassenrest mit Streuschottern. U. M. T.
2589	89.	500 m südsüdöstlich vom Haltepunkt Haueda, r., 185 m, 35—40 m ü. T., Felsterrasse. U. H. T.
2589	90.	500 m nordnordöstlich von der Brücke in Haueda, am Weinberg, l., 220 m, 75 m ü. T., Terrassenrest (?) mit wenigen Streuschottern. O. H. T.
2589	91.	500 m ostnordöstlich von Haueda, l., 160—163 m, 15 m ü. T., Schotterkonglomerat, Liegendes: Wellenkalk. U. M. T.
2589	92.	Am Hopfenberg, südlich Liebenau, r., 240 m, 100 m ü. T., Felsterrasse (?). P. T.
2539	93.	1 km westlich von Liebenau, am Ostabhang des Weinberges, l., 182 bis 185 m, 40—45 m ü. T., Felsterrasse mit Löß (5 m). U. H. T.
2589	94.	Südlich vom Bahnhof Liebenau, r., 170 m, 28 m ü. T., Terrassenrest, O. M. T.
2589	95.	Am Nordostabhang des Hopfenberges bei Liebenau, r., 215—220 m, 75 bis 80 m ü. T., Felsterrasse. O. M. T.
2589	96.	Nordwestlich von Liebenau, l., 155 m, 15 m ü. T., Felsterrasse mit Lehmbedeckung. U. M. T.
2589	97.	750 m südöstlich von Liebenau, Blatt Liebenau, r., 170—175 m, 30 m ü. T., Nebentalterrasse. O. M. T.
2589	98.	An der Ausmündung der Warme, Blatt Liebenau, r., 155—160 m, 15 m ü. T., Nebentalterrasse mit Schotterlager. U. M. T.

Meßtisch-blatt Nr.	Lfd. Nr.	
2516	99.	Am Anhaltsberg nördlich von Liebenau, l., 200 m, 60 m ü. T., Felsterrasse. H. T.
2516	100.	Bei dem Gehöft „zu Liebenau", l., 156—160 m, 15—20 m ü. T., Felsterrasse mit Frostbodenvorkommen unter Löß. U. M. T.
2516	101.	Am Königsberg zwischen Liebenau und Ostheim, r., 170 m, 30 m ü. T., Schotterlager. O. M. T.
2516	102.	Am Ostheimer Umlaufberg, r., 170 m, 30 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. O. M. T. (Die Höhenziffer 152,6 des Meßtischblattes ist ein Druckfehler.)
2516	103.	Umlaufberg Ostheim, r., 153—156 m, 14—18 m ü. T., grobe Schotter am südlichen Gleithang. U. M. T.
2516	104.	Aufschluß in der Sandgrube im Tal bei Ostheimer Mühle, r., 140 m, 4—5 m ü. T., Terrassenkiese mit 0,5 m Lehm bedeckt. N. T.
2516	105.	250 m östlich der Ostheimer Mühle, nördlich der Einmündung des Trockentales, r., 180 m, 45 m ü. T., Felsterrasse. U. H. T.
2516	106.	1,5 km westlich von Lamerden, 500 m östlich vom Gehöft Witkop, l., 240—245 m, 105 m ü. T., präglaziale Terrasse mit Streuschottern. P. T.
2516	107.	Zwischen der Straße Ostheim—Lamerden und der Eisenbahn, nordöstlich vom Bahnwärterhaus, r., 150—155 m, 15 m ü. T., Streuschotter. U. M. T.
2516	108.	Am Fußweg Ostheimer Brücke—Lamerden, l., 138 m, 4—5 m ü. T., Terrassenkiese unter 0,5 m Lehm. N. T.
2516	109.	Auf der Schanze westlich von Lamerden, l., 163—165 m, 30 m ü. T., Felsterrasse mit dichter Streuschotterung. O. M. T.
2516	109a.	600 m südlich Lamerden, über dem Trockentälchen, r., 195—200 m, 60 m ü. T., Felsterrasse, wenige Streuschotter. H. T.
2516	110.	Am Sparrenstein nordnordwestlich von Lamerden, l., 240 m, 105 m ü. T., Felsterrasse mit spärlichen Streuschottern. P. T.
2516	111.	Oberhalb des neuen Wasserwerkes nördlich von Lamerden, l., 190—195 m, 60 m ü. T., Streuschotter. H. T.
2516	112.	Im Hohlweg am nordöstlichen Dorfausgang von Lamerden, l., 145—150 m, 15 m ü. T., lehmbedeckte Felsterrasse, zieht sich abwärts an der Chaussee entlang. U. M. T.
2516	113.	1 km nördlich von Lamerden, l., 210—215 m, 75—80 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterlager. O. H. T.
2517	114.	1 km östlich von Lamerden, bei Punkt 182,8, r., 180—185 m, 50 m ü. T., Felsterrasse (?). U. H. T.
2517	115.	1 km östlich von Lamerden unmittelbar südlich der Eisenbahn, r., 145 bis 165 m, 15—35 m ü. T., Schotterlager, Gleithangvorkommen (s. Erl. Blatt Trendelburg, S. 14), O. M. T. und U. M. T. sind hier nicht zu trennen; die U. M. T. ist südlich der Eisenbahn bis zur Eberschützer Klippe zu verfolgen. U. M. T. und O. M. T.
2517	116.	2 km westlich von Eberschütz, nördlich von Timmerthal, l., 240 m, 110 m ü. T., präglazialer Felsterrassenrest (?). P. T.

Meßtisch-blatt Nr.	Lfd. Nr.	
2517	117.	500 m westlich vom Dorfausgang Eberschütz an der Straße nach Lamerden, l., 145 m, 15 m ü. T., Felsterrasse mit Schottern und Sanden, Felssockel im Aufschluß beobachtet. U. M. T.
2517	117a.	700 m westlich vom Dorfausgang Eberschütz, nördlich vom Bahnwärterhaus, l., 190—195 m, 60—65 m ü. T., deutlicher Gehängeknick und vereinzelte Streuschotter. H. T.
2517	118.	Auf der Dingel westlich von Hümme, r., 205 m, 75 m ü. T., Wellenkalk ohne Schotter. O. H. T. (?)
2517	119.	Am Sporn des Sommerberges, westlich von Sielen, l., 185 m, 60 m ü. T., Felsterrasse im Röt, durch Nebentäler zerschluchtet und in Riedel aufgelöst. H. T.
2517	120.	Am Nordostabhang der Dingel bei Hümme, r., 150—155 m, 25—30 m ü. T., Felsterrasse mit Tertiärquarzitgeröllen. O. M. T.
2517	121.	Am Wiesenberg nördlich von Hümme, r., 140 m, 15 m ü. T., Streuschotterung. U. M. T.
2517	122.	Am Schwarzen Berg, 1 km nördlich von Sielen (vgl. Blatt Trendelburg, Erl.), l., 240 m, 115—120 m ü. T., Felsterrasse mit Schottern, u. a. Brauneisensteingeröllen. P. T.
2517	123.	Unmittelbar südlich der Straße Sielen—Trendelburg am Steilufer der Diemel, l., 138—140 m, 15 m ü. T., Schotterkonglomerat auf Röt unter Lößlehm, Auflagerungsfläche und Mächtigkeit im Aufschluß beobachtet. U. M. T.
2517	124.	Östlich vom Hölleberg, nördlich der Straße Sielen—Trendelburg, l., 150 m, 30 m ü. T., Felsterrasse auf Röt mit Lehm bedeckt. O. M. T.
2517	125.	Am Westabhang des Reinhardswaldes zwischen Hümme und Trendelburg (vgl. Erl. Blatt Trendelburg), r., 235—240 m, 115—120 m ü. T., Streuschotter reichen über den ganzen Hang abwärts. P. T.
2517	126.	Ortslage Trendelburg, l., 165 m, 48 m ü. T., Felsterrasse, Schotter fraglich, wahrscheinlich ein etwas erniedrigter Rest der U. H. T.
2517	127.	Unmittelbar nördlich der Domäne Abgunst bei Trendelburg, r., 145 m, 30 m ü. T., Schotterlager, nach unten Streuung. O. M. T.
2517	128.	Zwischen Giesberg und Ohmsberg nordwestlich von Trendelburg, l., 130 m, 15 m ü. T., Felsterrasse, Rötsockel von Lößlehm überlagert, Schotter nicht nachweisbar. U. M. T.
2517	129.	Südlich vom Sülzer Berg bei Trendelburg, r., 145 m, 30 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. O. M. T.
2517	130.	Steinberg bei Deisel, am Felsenkeller, l., 130 m, 15 m ü. T., Schotterlager. U. M. T.
2517	131.	Am Steinberg südöstlich von Deisel, Aufschluß im Steinbruch, l., 140 m, 25 m ü. T., Felsterrasse mit 2,5 m mächtigem Schotterlager unter Lößlehm. O. M. T.
2517	132.	Am Sülzer Berg bei Trendelburg, r., 160—165 m, 45—50 m ü. T., Felsterrasse mit Schottern und Sanden. U. H. T.
2517	133.	Am Kesselberg bei Deisel, bei Punkt 209,3, r., 200—205 m, etwa 90 m ü. T., Felsterrasse mit Schotterlager. O. H. T.

Meßtisch-blatt Nr.	Lfd. Nr.	
2517	134.	Am Sporn des Kesselberges bei Deisel, r., bei 160 m, 45—50 m ü. T., deutlicher Gehängeknick. U. H. T.
2517	135.	Westlich vom Tunnel bei Deisel auf dem Sporn des Kesselberges, r., 130 m, 15—20 m ü. T., Gleithangschotter. U. M. T.
2444	136.	Die Kehrlinge, Blatt Carlshafen, l., 145 m, 35 m ü. T., Felsterrasse mit dünner Streuschotterunng. O. M. T.
2517	136a.	Am Moosberg (Nordrand Blatt Trendelburg), r., 185 m, 55—60 m ü. T. des Nebentals, Felsterrasse. H. T.
2444	137.	1 km südöstlich vom Gut Wülmersen auf der Assaburg, r., 155—160 m, 45—50 m ü. T., Felsterrasse (?). U. H. T.
2444	138.	Am Eichenberg bei Wülmersen, r., 155—160 m, 45—50 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. U. H. T.
2444	139.	750 m nordöstlich von Wülmersen östlich der Bahnlinie bei Punkt 166,3, r., 145—150 m, 35—40 m ü. T., Schotterlager. O. M. T.
2444	140.	2 km südlich von Helmarshausen an der Mordkammer, r., 200—205 m, 95—100 m ü. T., Felsterrasse. O. H. T.
2444	141.	An der Bremer Straße bei „Die Höhe" zwischen Helmarshausen und Wülmersen, l., 170 m, 65 m ü. T., dichte Schotterstreuung. H. T.
2444	142.	An der Bremer Straße, südsüdöstlich von Punkt 172,2, l., 140—145 m, 35—40 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. O. M. T.
2444	143.	Am Sporn nördlich der Mordkammer westlich vom Schuppen, l., etwa bei 128—130 m, 20—25 m ü. T., Gehängeknick. U. M. T.
2444	144.	500 m südöstlich vom Fundpunkt 142, östlich vom Schuppen, l., 110 m, 5 m ü. T., Schotter, Außenrand der Niederterrasse. N. T.
2444	145.	1,5 km südlich von Helmarshausen, westlich vom Huckelsberg, r., 170 m, 65 m ü. T., Terrassenrest, durch alten Prallhang begrenzt. H. T.
2444	146.	Westlich vom Huckelsberg bei Helmarshausen, westlich von Punkt 165,1, Aufschluß beim Einschnitt des Feldweges, r., 155 m, 50 m ü. T., Schotterlager. U. H. T.
2444	147.	Östlich der Straßengabelung Bremer Straße und Straße Helmarshausen—Langenthal bei Punkt 167,7, l., 150—155 m, rund 50 m ü. T., Felsterrasse mit Streuschottern. U. H. T.
2444	148.	Fläche auf dem Mittelberg bei Helmarshausen, r., 170 m, 65—70 m ü.T., Felsterrasse. H. T.
2444	149.	Südöstlich vom Mittelberg, r., 155 m, 55 m ü. T., Felssockel aus Bausandstein an der höchsten Stelle der Umlaufschlinge. U. H. T.
2444	150.	Westlich vom Mittelberg nördlich der Scheune, r., 120—125 m, 15—20 m ü. T., Felsterrasse. U. M. T.
2444	151.	Am Waltersberg, östlich der Ruine Krukenburg, l., 170—175 m, 70—75 m ü. T., dichte Schotterstreuung. H. T.
2444	152.	Am Wechselberg, östlich von Helmarshausen, r., 205—210 m, 105 m ü. T., Felsterrasse (?). O. H. T.
2444	153.	400 m nördlich der Ruine Krukenburg bei der Scheune, l., 150 m, 50 m ü. T., Felsterrasse. U. H. T.

Meßtischblatt Nr.	Lfd. Nr.	
2444	154.	Südlich der Straße Helmarshausen—Carlshafen bei Punkt 112,5, l., 115 m, 15 m ü. T., mit Lehm bedeckter Terrassenrest. U. M. T.
2444	155.	Am Kaiserstein, westlich von Carlshafen, l., 205 m, 110 m ü. T., Schotterrest, Weserterrasse (vgl. Siegert). O. H. T.
2444	156.	Am Strauchberg östlich von Herstelle, l., 185—190 m, 96 m ü. T., Schotterlager, Weserterrasse (vgl. Siegert). O. H. T.
2444	157.	Beim Vorwerk Brüggefeld, nordöstlich von Herstelle, rechtes Weserufer, 255 m, 160 m ü. T., Streuschotter mit Brauneisensteingeröllen. P. T.

Schrifttum

Behrmann, W.: Die diluvialen Bewegungen des Mitteldeutschen Bodens. — Petermanns geogr. Mitt., Erg.-H. 209, Wagner-Gedächtnisschrift, S. 110 f. Gotha 1930.

— : Morphologische Formengruppen der Erosion. — Z. d. Ges. für Erdk. Berlin 1932.

Brinckmann, R.: Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. — Abh. d. preuß. geol. L.-A., N. F. 139. Berlin 1932.

Burre, O.: Die quartären Terrassen der Wied. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1933, **54.** Berlin 1933.

von Dechen, H.: Erl. zur geol. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. — 1884.

Dietrich, B.: Entstehung und Umbildung von Flußterrassen. — Geol. Rundschau. Berlin 1911.

Evers, W.: Zur Oberflächengestaltung des Niedersächsischen Berg- und Hügellandes. — Jber. d. nieders. geol. Ver. zu Hannover, **26.** Hannover 1934.

— : Grundzüge der Hydrographie des Niedersächsischen Berglandes. — Geogr. Wochenschrift, 1935, **3,** S. 680. Halle 1935.

Gerwien, E.: Der Lauf der Oberweser im Buntsandsteingewölbe. — Diss. Berlin 1914.

Grupe, O.: Präoligozäne und jungmiozäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1908, **29,** Teil 1. Berlin 1909.

— : Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Z. dtsch. Geol. Ges. für 1909, **61.** Berlin 1910.

— : Zur Stratigraphie der Trias im Gebiet des oberen Wesertales. — Jber. d. nieders. geol. Vereins. Hannover 1911.

— : Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. — Z. dtsch. Geol. Ges. für 1911, **63.** Berlin 1912.

— : Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehung zu den Eiszeiten. — Z. dtsch. Geol. Ges. für 1912, **64.** Berlin 1913.

Grupe, O.: Über jüngeren und älteren Löß im Flußgebiet der Weser. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1916, **37**, S. 116. Berlin 1917.

— : Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1921, **42**, S. 161. Berlin 1923.

— : Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra—Fulda—Weser und Soergel's „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters". — Geol. Rundschau, **17**, Abh. Berlin 1926.

— : Zur Talentwicklung des Wesersystems. — Geol. Rundschau, **18**. Berlin 1927.

— : Erl. zu Blatt Holzminden der geol. Karte von Preußen 1:25 000. — **289**, 2. Aufl. Berlin 1929.

Harrassowitz, H.: Fossile Verwitterungsdecken. — Handbuch d. Bodenlehre, **4**, S. 225. Berlin 1930.

Hartnack, W.: Physiogeographische Skizze von Waldeck. — Waldecksche Landeskunde. Corbach 1928.

— : Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges. — Greifswald 1932.

Heck, Herbert-Lothar: Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1928, **49**. Berlin 1928.

Hesmer, H.: Pollenanalysen eines glazialen Torfes bei Marsberg i. W. — Ber. deutsch. bot. Ges., **47**. Berlin 1929.

Hummel, K.: Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. — Fortschr. d. Geol. und Pal., **8**. Berlin 1930.

Keller, H.: Weser und Ems, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse. — **2**, S. 129—157 und S. 506—553. Berlin 1901.

Klüpfel, W.: Über die tektonische Gliederung des hessischen Tertiärs und den Bewegungsmechanismus in tektonischen Senkungsfeldern. — Geol. Rundschau, **19**. Berlin 1928.

Knuth, H.: Die Diluvialterrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. — Beitr. Landesk. Rheinl., Veröff. geogr. Sem. Univ. Bonn, **4**. Leipzig 1923.

Kuchenbuch, Fr.: Das Liasvorkommen bei Volkmarsen. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1890, **11**, S. 74. Berlin 1892.

Kühne, F.: Das Oberste Unterkarbon, Zechstein, Buntsandstein und Kreide nordöstlich des Briloner Sattels. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1927, **48**. Berlin 1928.

Kraiss, H.: Der Warburger Sattel, seine Baustörungen und die vulkanischen Durchbrüche. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1910, **31**, Teil 2. Berlin 1913.

Krüger, H.: Periglaziale Frostverwitterung im Bereich der Borgentreicher Börde. (Zur Entstehung der „Stiche"). — Z. f. Geomorph., **7**. Berlin 1932.

von Linstow, O.: Die Tertiärbildungen im Reinhardswald bei Kassel. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1898, **19**. Berlin 1899.

— : Erl. zu Blatt Trendelburg der geol. Karte von Preußen 1:25 000. — Lief. **278**. Berlin 1928.

von Linstow, O.: Erl. zu Blatt Hofgeismar der geol. Karte von Preußen 1:25 000. — Lief. **278.** Berlin 1928.

— : Erl. zu Blatt Ödelsheim der geol. Karte von Preußen 1:25 000. — Lief. **278.** Berlin 1928.

— : Jugendliche Bodenbewegungen im Bereich der Weser am Fuß des Sollings. Z. d. dtsch. Geol. Ges. für 1929, **81.** Berlin 1930.

Matz, J.: Zur Morphologie des mittleren Weserberglandes. (Morphologische Untersuchungen in den Talgebieten der Nethe, Emmer und Diemel.) — Diss. Berlin-Köpenick 1930.

Mestwerdt, A.: Die Quellen von Germete bei Warburg und von Calldorf in Lippe. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1911, **32,** Teil 1. Berlin 1913.

Oestreich, K.: Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. f. Geomorph. für 1926/27, **2.** Berlin 1927.

Paeckelmann, W.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen Bredelar, Marsberg und Adorf am Nordostrande des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1928, **49.** Berlin 1928.

— : Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1931, **52.** Berlin 1932.

— : Der Massenkalkboden von Brilon in Westfalen. — Mitt. a. d. Lab. d. preuß. geol. L.-A., Heft 13. Berlin 1931.

Panzer, W.: Die Wasserscheide des Rheingebietes gegen die deutschen Tieflandströme. — „Der Rhein, sein Lebensraum, sein Schicksal", **1,** Teil 2. Berlin 1928.

Philippson, A.: Allgemeine Geographie. — **2,** Teil 1, S. 133. Leipzig 1923.

Plümer, E.: Das Dilltal und seine Terrassen. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1928, **49,** Teil 2. Berlin 1929.

Prager, H.: Die Perm—Trias-Grenze nördlich des Kellerwaldes. — Z. d. dtsch. Geol. Ges. für 1932, **84.** Berlin 1932.

Quiring, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Kanäozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1926, **47.** Berlin 1926.

— : Eine Quartärisobasenkarte Westdeutschlands. — Petermanns geogr. Mitt., **74.** Gotha 1928.

Schwarz, Fr.: Geologie der Gegend zwischen Kassel und dem Reinhardswalde. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. Heft 132. Berlin 1930.

— : Zur Tektonik und Morphologie Niederhessens. — Z. dtsch. Geol. Ges. für 1932, **84,** S. 513—536. Berlin 1932.

Siegert, L.: Über die Entwicklung des Wesertales. — Z. d. dtsch. Geol. Ges. für 1912, **64,** Abh. Berlin 1912.

— : Beiträge zur Kenntnis des Pliozäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 90. Berlin 1921.

Sobotha, E.: Über Salzauslaugung, Tektonik und Oberflächenformen zwischen Westharz und Vogelsberg-Rhön. — Z. dtsch. Geol. Ges. für 1932, **84.** Berlin 1932.

Soergel, W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. — Berlin 1921.

— : Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. — Jena 1924.

— : Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. d. Geol. und Pal., Heft 13. Berlin 1925.

— : Zur Talgeschichte des Werra—Weser- und Ilm—Saalesystems. — Geol. Rundschau, **18,** Abh. Berlin 1927.

Spreitzer, H.: Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. — Jb. d. Geogr. Ges. Hannover. Hannover 1931.

Staesche, K.: Über Zechstein und Buntsandstein am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1930, **51,** Teil 1. Berlin 1930.

Stille, H.: Erl. zu Blatt Kleinenberg der geol. Karte von Preußen 1:25 000. — Lief. **70.** Berlin 1904.

— : Über präkretazeische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoikum des Eggegebirges. — Jb. preuß. geol. L.-A. für 1902, **23.** Berlin 1905.

— : Erl. zu Blatt Peckelsheim der geol. Karte von Preußen 1:25 000. — Lief. **147.** Berlin 1908.

— : Die Mitteldeutsche Rahmenfaltung. — 3. Jber. d. nieders. Geol. Vereins. Hannover 1910.

— : Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. 139. Berlin 1932.

Weber, H.: Geomorphologische Studien in Westthüringen. — Forsch. z. dtsch. Landes- und Volkskunde, **27.** Stuttgart 1929.

Wagner, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. — Öhringen 1929.

Wegner, Th.: Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. — 2. Aufl. Paderborn 1926.

Weissermel, W., Grupe, O., Dahlgrün, F., Schriel, W.: Zum Problem des Harzranddiluviums. — Z. d. dtsch. Geol. Ges. für 1932, **84.** Berlin 1932.

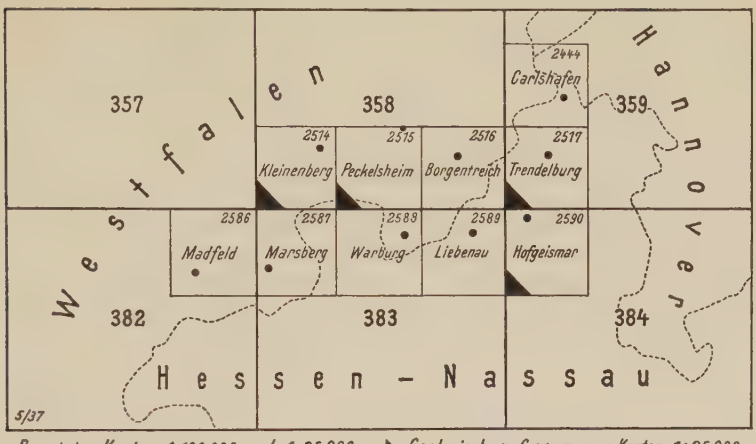
Wenzel, H.: Der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Philippson-Festschrift. Berlin 1930.

— : Morphologie und Talgeschichte des Niederhessischen Berglandes. — Z. f. Geomorph., **6.** Berlin 1931.

Wunstorf, W.: Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tiefland. — Verh. nat. Ver. preuß. Rheinl., **69.** Bonn 1912.

Zimmermann, E.: Alluviale Senkungen am Niederrhein, abgeleitet aus der Verbreitung der Flachmoore. — Jb. preuß. geol. L.-A., **49,** Teil 1. Berlin 1928.

Karten und Pläne



Benutzte Karten 1:100 000 und 1:25 000, ◣ Geologisch aufgenommene Karten 1:25 000

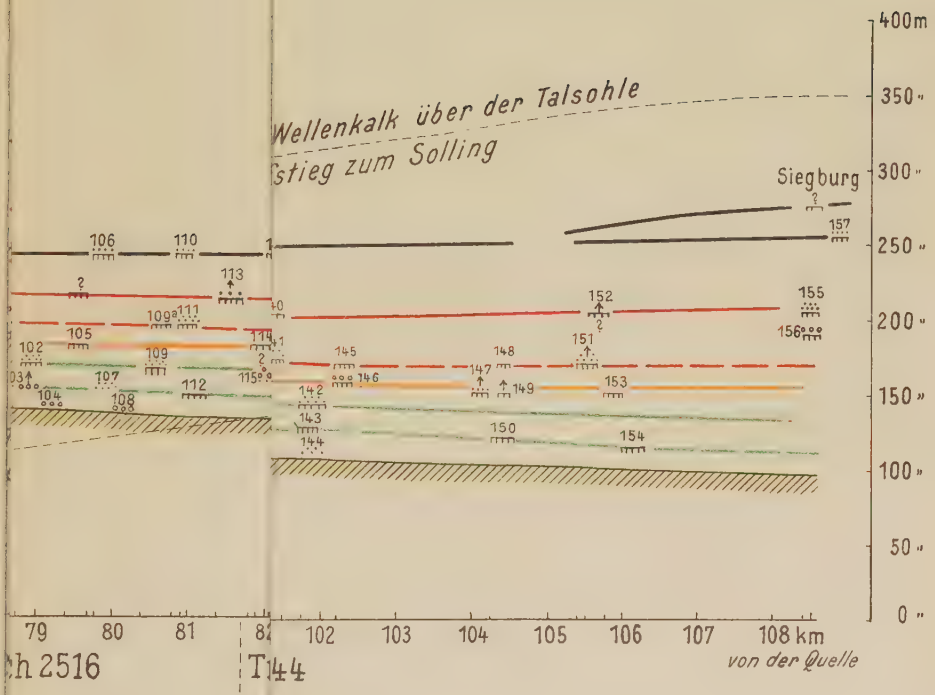
Abb. 6

Geologische Übersichtskarte der Corbacher Bucht
1:25 000, handgezeichnet im Geologischen Institut in Münster

Übersichtshöhenpläne der Diemel:

1. km 0 — km 40 Kulturbauamt Lippstadt, aufgenommen Herbst 1894, Sommer 1895. Längen 1:10 000, Höhen 1:200
2. km 40 — km 70 Kulturbauamt Minden, Diemelunterhaltungsgenossenschaft im Regierungsbezirk Minden. Längen 1:10 000, Höhen 1:100
3. km 70 — km 108 Kulturbauamt Kassel, 30. Juli 1928. Längen 1:20 000, Höhen 1:200

0



h 2516 T 144

knick

Sch
lager

Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

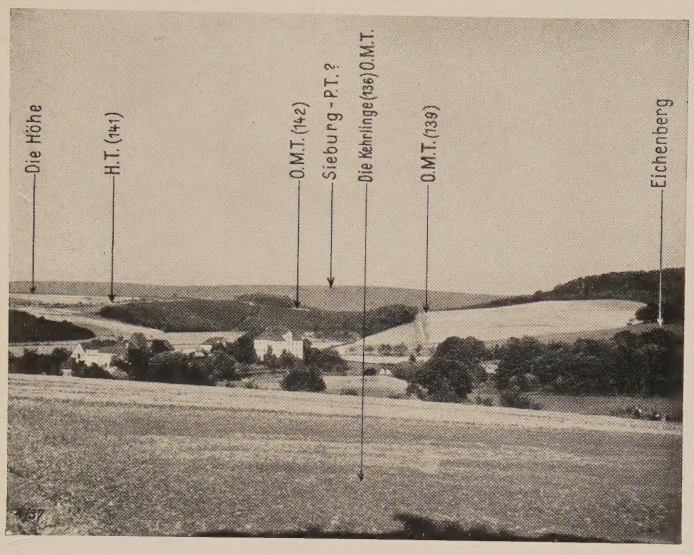
Tafel 17

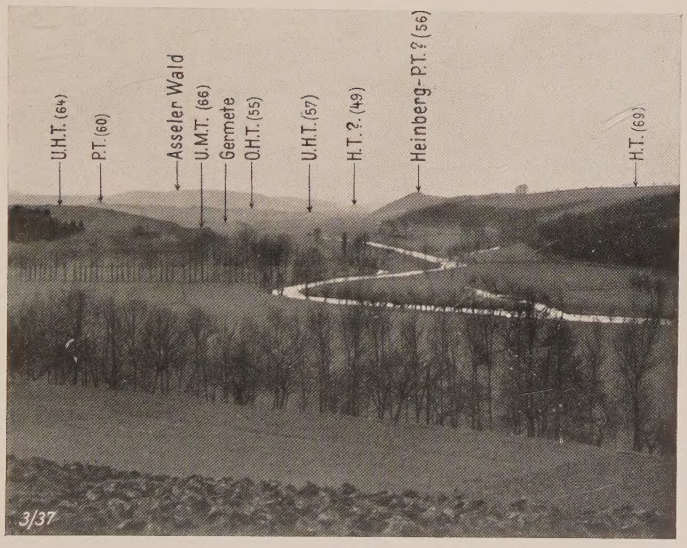
Bild oben (3/37)

Blick von „Die Kehrlinge“ bei Wülmersen gegen NNO. Leicht nach links vorn geneigte Buntsandsteinschichten. Die bewaldeten Steilhänge bildet der Bausandstein. Im Hintergrund links der Solling

Bild unten (4/37)

Das Diemeltal zwischen Warburg und Germete bei der Twistemündung. Die Talerweiterung bei Germete ist durch das Auftreten des Röt bedingt, während die rund 200 m breite Einengung im Mittelgrund durch Muschelkalkhöhen gebildet wird. Die Fläche im Vordergrund ist ein von Lößlehm bedeckter Rest der Unteren Mittelterrasse


Die Höhe
H.T. (141)
O.M.T. (142)
Siebung - P.T. ?
Die Kehrlinge (136) O.M.T.
O.M.T. (139)
Eichenberg
3/37


U.H.T. (64)
P.T. (60)
Asseler Wald
U.M.T. (66)
Germete
O.H.T. (55)
U.H.T. (57)
H.T. ?. (49)
Heinberg - P.T. ? (56)
H.T. (69)
3/37